







Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft

BAND 106

1954

*

Herausgeber und Verlag: Deutsche Geologische Gesellschaft,
Hannover 1956

Z. deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1954	Band 106	Seite 1—638 Tafel 1—17	Hannover 1956

Im Buchhandel bei Ferdinand Enke, Stuttgart

Deutsche Geologische Gesellschaft

Hannover, Wiesenstr. 72—74

Jahr 1955

Vorstand

1. Vorsitzender:	Alfred BENTZ, Hannover, Wiesenstr. 72—74
Stellvertretende Vorsitzende:	W. DE LA SAUCE †, Essen
	Erhard VOIGT, Hamburg, Esplanade 1 b
Schriftführer:	Friedrich KÜHNE, Hannover, Wiesenstr. 72—74
	Ferdinand NEUMAIER, München 2, Luisenstr. 37
Schriftleiter:	Gerhard RICHTER-BERNBURG, Hannover, Wiesenstr. 72—74
Schatzmeister:	Heinrich SCHLÜTER, Hannover, Kolbergstr. 14
Archivarin:	Beata MOOS, Hannover, Wiesenstr. 72—74

Beirat

Die Herren:	Fr. LOTZE
S. v. BUBNOFF	P. RAMDOHR
C. HAHNE	A. ROLL
K. KREJCI-GRAF	L. RÜGER †
H. J. LIPPERT	Herm. SCHMIDT

Verantwortlich für den Textteil: Prof. Dr. Gerhard RICHTER-BERNBURG, Hannover, Wiesenstr. 72—7
Druck: Hoffmannsche Buchdruckerei Felix Krais Stuttgart. — Ausgabe 1956

INHALT

Übersicht

Wissenschaftliche Beiträge

(A = Aufsatz, E = Exkursionsbericht, V = Vortrag, T = Vortragstitel)

BEITRÄGE ZUR HYDROGEOLOGIE

Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden vom 27. bis 29. Mai 1954

Geschäftsführung: Prof. Dr. FRANZ MICHELS, Direktor des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden

Am 27. Mai 1954 eröffnet Herr FRANZ MICHELS die Tagung mit einer Begrüßungsansprache. Er führt dabei folgendes aus:

„Für die diesjährige Tagung der angewandten Geologie wurde ‚Hydrogeologie' als Verhandlungsthema gewählt, ein Thema, das in einer Zeit von rapid ansteigendem Wasserbedarf besonderen Vorrang verdient. Noch ist es ein weiter Weg, den Gesamtbedarf etwa aus aufbereitetem Flußwasser versorgen zu können. Er scheint sogar durch die besorgniserregend zunehmende Verschmutzung unserer Flüsse und die unliebsamen Temperaturschwankungen direkt aufbereiteten Oberflächenwassers weiter als je. Um so mehr sind wir auf die Feststellung und Erfassung der noch vorhandenen, erneuerungsfähigen Grundwasservorkommen angewiesen.

Als von besonderer Beschaffenheit der Gesteine und deren Lagerung abhängiger Stoff ist das unterirdische Wasser immer mehr ureigenstes Arbeitsgebiet der Geologie geworden. Nur geologische Forschung ist imstande, die Wege des unterirdischen Wassers aufzuzeigen und — z. T. unterstützt durch modernste geophysikalische Methoden — der Allgemeinheit und der planenden Wasserwirtschaft die nötigen Anhaltspunkte über tatsächlich noch vorhandene und regenerierbare unterirdische Wasservorkommen, deren voraussichtliche Beschaffenheit und für deren Erschließung zu geben. So wollen wir auf unserer Tagung uns von geologischer Betrachtung aus mit Grundwasserlagerstätten, Beobachtung des Grundwassers, kartenmäßiger Darstellung der Reserven, Erschließung des Grundwassers, Grundwasserschutz, Talsperrenbau, Grundwasserchemismus, mit Mineralquellen als Extremfällen von chemisch besonders ausgezeichneten unterirdischen Wässern, aber auch mit neuesten geophysikalischen Methoden zur Wassersuche beschäftigen.

Nicht ohne Absicht hat der Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft gerade Wiesbaden als Tagungsort gewählt. Blickt doch Wiesbaden auf eine gute Tradition hydrogeologischer Arbeiten zurück. Eine der grundlegendsten Arbeiten über Geologie der Mineralwässer erschien in Wiesbaden 1831 in der Schellenbergschen Hofbuchhandlung aus der Feder des großen Nassauischen Geologen CHRISTIAN ERNST STIFT in dessen ‚Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau'. In Wiesbaden wirkte auch der bekannte Erforscher des Rheinischen Schiefergebirges KARL KOCH, der in genialer Weise die Möglichkeit aufzeichnete und verfocht, aus den weitstreichenden, in undurchlässige Schiefer

eingebetteten Mulden des Taunusquarzits durch Stollen große Wassermengen besten Trinkwassers zu erschließen. Zusammen mit dem geistreichen energischen Oberbaurat WINTER fand er bei einem aufgeschlossenen Magistrat die Voraussetzungen, daß die Idee in die Tat umgesetzt wurde. So wurde mit den vier Taunusstollen die Grundlage einer weltbekannten großstädtischen Wasserversorgung geschaffen. Die dankbare Stadt setzte diesem geologischen Pionier KARL KOCH ein Denkmal in ihren Anlagen. — Allen älteren Wasserfachmännern ist noch die hydrogeologische Tätigkeit des Preuß. Landesgeologen LEPPLA in besonderer Erinnerung, der so viel zur Wasserversorgung der hiesigen Gegend beisteuerte. Die Tradition hydrogeologischer Arbeiten wird heute von dem Hessischen Landesamt für Bodenforschung zu Wiesbaden fortgeführt.

Die vielseitigen Versorgungsarten Wiesbadens und der benachbarten Großstadt Frankfurt waren ein besonderer Anreiz, den Teilnehmern der Tagung auf Exkursionen zu zeigen, wie die geologischen Gegebenheiten in der verschiedensten Weise ausgenutzt wurden, um die Wasserversorgung dieses dichtbesiedelten Gebietes in freundschaftlichstem Zusammenwirken von Wasseringenieuren und Geologen sicherzustellen.

Einen weiteren Anreiz für Wiesbaden als Tagungsort bieten auch die gerade im Gang befindlichen Arbeiten, die der Magistrat der Stadt Wiesbaden zu großangelegten erstmaligen Tiefenuntersuchungen der weltbekannten Wiesbadener Mineralquellen in stetem Zusammenwirken zwischen Ingenieur und Geologen eingeleitet hat, deren Besichtigung durch das Entgegenkommen der Stadt Wiesbaden den Tagungsteilnehmern ermöglicht wird."

Herr MICHELS begrüßt auf das herzlichste alle Teilnehmer der Tagung, insbesondere die Gäste, unter ihnen Herrn Dr. CLODIUS als Vertreter des Bundeswirtschaftsministeriums; Herrn Ministerialdirigenten Dr. ZEE-HERAEUS als Vertreter des Herrn Hess. Ministers für Arbeit, Wirtschaft und Verkehr; Herrn Oberbaurat SCHUSTER als Vertreter des Herrn Hess. Ministers für Landwirtschaft und Forsten; Herrn Stadtrat FINSTERWALDER als Vertreter des Herrn Oberbürgermeisters der Stadt Wiesbaden; Herrn Betriebsdirektor VOGEL der Stadtwerke Wiesbaden als Vertreter des Hessischen Verbandes von Gas- und Wasserwerken. Diese Herren überbringen der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu ihrer Tagung die Grüße der von ihnen vertretenen Behörden.

Herr STILLE als Vorsitzender unserer Gesellschaft ergreift das Wort und weist auf die Bedeutung der Frühjahrstagungen hin, die seit mehr als zwei Jahrzehnten den verschiedenen Zweigen der Wirtschaft alljährlich die Ergebnisse geologisch-wissenschaftlicher Forschung zur praktischen Anwendung vermitteln. Er dankt den Vertretern des Bundes, des Landes, der Stadt und des Hessischen Verbandes der Gas- und Wasserwerke sowie der Stadtwerke — Wasserwerk — Wiesbaden für ihre Grüße und ihr Interesse an der Hydrogeologie. Er spricht Herrn MICHELS als dem Geschäftsführer der Tagung seinen Dank für die vorbereitenden Arbeiten aus.

Herr MICHELS, der diesen Dank auch den Rednern, Exkursionsführern und allen Mitarbeitern an der Programmgestaltung und technischen Organisation abstattet, eröffnet daraufhin die wissenschaftlichen Sitzungen, die unter der Leitung der Herren MICHELS, KÜPPER und MARTINI im Laufe des 27. und am Vormittag des 28. Mai im Vortragssaal des Museums Wiesbaden abgehalten werden.

Folgende Vorträge wurden gehalten:

GRAHMANN: Hydrogeologische Grundlagen der Wasserversorgung in Westdeutschland (s. S. 5 dieses Bandes).

FRIEDRICH: Lysimetermessungen und andere gewässerkundliche Verfahren zur Ermittlung der Grundwassererneuerung (s. S. 41 dieses Bandes).
Diskussion: K. A. BEYER, NÖRING, GIESSLER, WEIGEL, BODE, E. SCHRÖDER, SEMMLER, ACKERMANN, OSTENDORFF, FRIEDRICH (s. S. 199 dieses Bandes).

ZAKOSEK: Über die Bedeutung des Bodens für die Ergänzung der Grundwasservorräte (s. S. 36 dieses Bandes).
Diskussion: SCHÖNHALS, SCHNEIDER, OSTENDORFF (s. S. 200 dieses Bandes).

BURRE: Grundwasserbeobachtungen in Hessen.
Diskussion: WEIGEL, DENNER, PANTLE.

BODE: Stand des Landesgrundwasserdienstes in Westfalen (s. S. 89 dieses Bandes).
Diskussion: WEIGEL, DENNER, PANTLE.

DENNER: 86jährige Grundwasserganglinie von Berlin (s. S. 70 dieses Bandes).
Diskussion: WEIGEL, DENNER, PANTLE.

RUNGE: Schutz von Grundwasservorkommen in Tiefbohrungen (s. S. 65 dieses Bandes).
Diskussion: TRAUB, VEIT, KÜPPER, HOPPE, MICHELS, RUNGE.

I. KÜPPER: Geologie und Grundwasserbilanz im südlichen Wiener Becken (s. S. 75 dieses Bandes).
Diskussion: TRAUB, MICHELS, KÜPPER.

BISTRITSCHAN: Ein Beitrag zur Geologie und Hydrologie der Österreichischen Alpentäler (s. S. 82 dieses Bandes).
Diskussion: KÜPPER, TRAUB.

KUTSCHER: Brunnenbohrungen im östlichen Hunsrück (s. S. 191 dieses Bandes).
Diskussion: SOBOTHA, HOPPE, MICHELS, RUNGE.

J. MARTINI: Geologische Erfahrungen beim Bau der großen Talsperren in Nordafrika.
Diskussion: HOPPE, HENKE, MARTINI.

NÖRING: Chemische und physikalische Erscheinungen bei infiltriertem Grundwasser (s. S. 11 dieses Bandes).
Diskussion: BECKSMANN, SCHNEIDER, SCHWILLE, BODE, WEIGEL, SEMMLER, MARTINI, NÖRING.

BREDDIN: Ein neuartiges hydrogeologisches Kartenwerk für die südliche Niederrheinische Bucht (s. S. 94 dieses Bandes).

BECKSMANN: Grundwasserchemismus und Speichergestein (s. S. 23 dieses Bandes).
Diskussion: NÖRING, ULBRICH, SOBOTHA, UDLUFT, MARTINI, BECKSMANN.

SCHWILLE: Ionenumtausch und der Chemismus von Grund- und Mineralwässern (s. S. 16 dieses Bandes).
Diskussion: FRICKE, ULBRICH, KLÖSS, SCHWILLE, MARTINI.

CARLÉ: Mineralwasser-Stockwerke und -Wanderwege in Franken (s. S. 118 dieses Bandes).
Diskussion: BIRZER, GIESSLER, FRICKE, SOBOTHA, MARTINI, CARLÉ.

UDLUFT: Analysen-Schaubilder als Hilfsmittel für die geohydrologische Auswertung der Analysen von (insbesondere hessischen) Mineral- und Heilwässern (s. S. 49 dieses Bandes).
Diskussion: KLÖSS.

F. MICHELS: Zur Geologie der Wiesbadener Mineralquellen (s. S. 113 dieses Bandes).
Diskussion: CARLÉ, MARTINI, MICHELS.

F. HALLENBACH: Geophysik und Wassersuche (s. S. 184 dieses Bandes).

H. FLATHE & WOLFGANG RICHTER: Bemerkungen zur Auswertung geoelektrischer Meßergebnisse aus dem Raume der deutschen Nordseeküste (s. S. 185 bzw. 187 dieses Bandes).
Diskussion zu den Vorträgen HALLENBACH, FLATHE und W. RICHTER: NÖRING, OSTENDORFF, RUNGE, JOHANNSEN, TRAUB, KARRENBERG, SCHNEIDER, BODE, W. RICHTER (s. S. 186 dieses Bandes).

E. ACKERMANN: Zum Problem eines säkularen Absinkens des Grundwasserspiegels (s. S. 183 dieses Bandes).
Diskussion: FRIEDRICH, WAGER.

W. DIENEMANN: Über Erfahrungen beim praktischen Gebrauch der Richtlinien des DVGW für die Errichtung von Schutzgebieten für Trinkwassergewinnungsanlagen (s. S. 53 dieses Bandes).
Diskussion: TRAUB, DIENEMANN.

W. FRESENIUS: Chemische Nomenklatur der Mineralquellen (s. S. 183 dieses Bandes).
Diskussion: NÖRING, CARLÉ, MARTINI, FRESENIUS.

AUFSÄTZE

Hydrogeologische Grundlagen der Wasserversorgung in Westdeutschland*)

Von RUDOLF GRAHMANN, Koblenz

Das Grundwasser geht hauptsächlich aus dem zur Versickerung gelangenden Anteil der Niederschläge hervor, reichert sich in geeigneten Leitgesteinen an und ergießt sich schließlich in offene Gewässer. Als besonderer Zweig eingeschaltet in den allgemeinen Kreislauf des Wassers ist es ein nur zeitweiliger Gast im Untergrunde, ein Bodenschatz, dem laufend nur die Menge seines natürlichen Umsatzes entnommen werden kann.

Diese Erkenntnis stellt jede Erforschung des Grundwassers, sei sie allgemein oder für einen gegebenen Zweck, vor eine hydrologische und eine geologische Aufgabe. Deswegen habe ich schon vor langen Jahren zwischen einer Grundwasser h a u s h a l t s kunde und einer Grundwasser l a g e r s t ä t t e n kunde unterschieden. Später schlug ich den Ausdruck Grundwasser s p e i c h e r stättenkunde vor. Nachdem sich jedoch der nach A. HAHN im Dinblatt 4049 gegebene Ausdruck Grundwasser l e i t e r für durchlässige wassererfüllte Gesteine als gut brauchbar mehr und mehr eingeführt hat, könnte man die dem Geologen in der Grundwasserforschung obliegende Aufgabe auch als Grundwasserleiterkunde bezeichnen. Natürlich wird auch der Hydrologe, der den Grundwasserumsatz erforscht, den geologischen Aufbau zu berücksichtigen haben.

Die folgenden Ausführungen bringen vornehmlich einen Überblick der guten Grundwasserleiter im Bundesgebiet und ihrer Nutzung. Aber es muß gerade in diesem Zusammenhange allgemein und auch örtlich auf die Frage der Grundwasserernährung eingegangen werden.

Die Deutsche Bundesrepublik bedeckt in ihrem gegenwärtigen Umfange fast 250 000 km². Auf diesem Gebiete leben beinahe 50 Millionen Menschen, das sind rund 200 je km², von einer höchst intensiven Wirtschaft.

Der Reinwasserbedarf für Bevölkerung und Industrie schwankt im Gebiete der Bundesrepublik zwischen 30 l und 570 l je Kopf und Tag. Als Durchschnitt wird für die Zukunft mit 350 l je Kopf und Tag gerechnet. Die Trinkwasserversorgung beruht zu fast 90% auf gütemäßig fast stets einwandfreiem Grund- und Quellwasser. Dagegen muß der Bedarf der Industrie schon jetzt zu rund 25% aus Oberflächenwasser, meistens aus Talsperren, gedeckt werden. Es läßt sich daraus ein gesamter Grundwasserbedarf von 250 l je Kopf und Tag berechnen. Das sind bei 200 Menschen je km² täglich 50 000 l auf diese Fläche, entsprechend einer jährlichen Wasserhöhe von 18,25 mm oder einer Spende von wenig mehr als ½ l/s je km². R. KELLER hat auf anderem Wege einen Grundwasserbedarf von 20 mm berechnet.

Die durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe des Bundesgebietes beträgt im Mittel der Jahre 1891 bis 1930 780 mm. Der gesamte Abfluß ist im langjährigen Durchschnitt mit 310 mm berechnet worden. Danach wäre die mitt-

---

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

lere jährliche Verdunstung mit 470 mm anzunehmen. Die durchschnittliche Menge des in Deutschland jährlich gebildeten Grundwassers ist noch nicht bekannt. Die Angaben schwanken zwischen 30, 60, 65 und 80 mm Wasserhöhe. Der erstgenannte niedrigste Wert würde sich bereits bedenklich dem für den Bedarf nähern. Jedenfalls ist bereits jetzt jede Grundwasserentnahme genauestens auch nach der hydrologischen Seite zu durchdenken. Die vom Klima und von der Oberflächengestaltung und Bestockung, am meisten aber von der Art des Untergrundes abhängige Größe der Grundwasserbildung schwankt im Deutschen Bundesgebiet in weiten Grenzen. Weithin ist sie gleich Null, in besonders günstigen Fällen erreicht sie rund 450—700 mm Wasserhöhe oder Spenden von 15, ja > 20 l/s je km².

Abgesehen von den verkarsteten Kalkstein- und Gipsgebieten, die grundwasserkundlich eine besondere Rolle spielen, sind es im Deutschen Bundesgebiet die weitverbreiteten Flußschotter aus den Eiszeiten des Pleistozäns, die wegen ihrer guten Durchlässigkeit als beste Grundwasserleiter anzusehen sind.

Eine höchst eindrucksvolle Entwicklung erlangen sie im Vorlande der Alpen, insbesondere in der großen Münchener Schotterebene und von hier aus ostwärts bis zur österreichischen Grenze. Die Schotter haben hier Mächtigkeiten bis gegen 100 m und bestehen aus groben Geröllen, darunter vielen aus Kalksteinen. Die dadurch bedingte Verkarstung der Schotter vergrößert deren nutzbaren Hohlraum und fördert so Einsickerung, Wasserleitung und Ergiebigkeit. Bei einer mittleren Niederschlagshöhe von 900 mm in München und einer geschätzten Verdunstung von 450 mm würde sich auf den Schotterflächen eine Grundwasserspeisung von 450 mm Höhe ergeben, die einer Spende von fast 15 l/s je km² entspricht. Weiter gegen Süden würde sie sich mit dem Ansteigen der Niederschlagsmenge auf fast 25 l/s je km² heben. Diese sehr hohen Werte sind die größten in Deutschland. Sie sind mit äußerst hohen Brunnenergiebigkeiten verbunden. Werte von 100 l/s je Meter Absenkung sind keine Seltenheit.

Dieses reiche Grundwasserfeld wird hauptsächlich von der Stadt München angezapft. Ihre Wasserwerke, deren größtes das vorbildliche Mangfallwerk ist, entnehmen insgesamt beinahe 4000 l/s bei einem Tagesverbrauch von 381 l je Kopf (1949).

Nach Norden zu nimmt mit der kleineren Niederschlagsmenge auch die Spende ab. Sie beträgt im Donautale annehmbar 3 bis 5 l/s. Höhere Werte gelten für die Donauniederung unterhalb von Ulm, wo die Grundwässer der Niederterrasse auch durch Karstwässer aus der Schwäbischen Alb unterirdisch gespeist werden. Hier fördert die Langenauer Fassung der Württembergischen Landeswasserversorgung im Mittel 1000 l/s.

Die ebenfalls von den Alpen herabkommenden Schotterzüge Bayerisch-Schwabens erlangen nirgends die Ausdehnung jener Oberbayerns. Ihre Grundwasserführung ist daher geringer. Als niedrigste Spendenwerte hat W. Wundt entsprechend den MNq-Werten der Abflüsse nur 4 l/s je km² berechnet, was für die Schotterflächen allein sicher zu wenig ist. Bei der rein hydrologischen Betrachtungsweise wurde offenkundig die Geologie der Niederschlagsgebiete nicht berücksichtigt. Den Schottern des Lechtales entnehmen die Wasserwerke der Stadt Augsburg durchschnittlich 1000 l/s.

Den westlichen Abschluß des nordalpinen Schottergebietes bilden die Schotter des Rheines, die besonders in der Oberrheinebene eine eindrucksvolle Entwicklung erlangen. Die Ablagerungen der Niederterrasse bestehen ausschließlich aus gut durchlässigen Sanden und Kiesen, deren Mächtigkeit allenthalben 20 m überschreitet und wohl 50 m erreichen kann. In ihnen bewegt sich ein Grund-

wasserstrom vom Gebirge her auf den Rhein zu. Dieses Grundwasser wird nur zum Teil aus den in der Rheinebene fallenden Niederschlägen ernährt, deren mittlere Höhe weithin zwischen 600 und 700 mm liegt, örtlich, besonders im nördlichen Teile, aber unter 500 mm heruntergeht. Vielmehr erhält das Grundwasser der Ebenen beachtliche Zuflüsse vom Gebirge her, sei es aus den Schotterströmen der Seitentäler, aus dem Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes und des Odenwaldes oder aus dem Verwitterungsschutt der kristallinen Kerne dieser beiden Gebirge. Es ist daher noch nicht möglich, zuverlässige Spendenwerte für die Rheinebene anzugeben. Doch darf angenommen werden, daß man im Süden und wohl auch westlich des Kraichgaues mit 5 bis 6 l/s je km² rechnen kann, sonst mit weniger, je nach der Niederschlagshöhe.

Natürlich werden diese reichen Grundwässer der Oberrheinebene und der größeren aus dem Schwarzwald kommenden Nebentäler für die Wasserversorgung von Bevölkerung und Industrie stark in Anspruch genommen. Für Groß- und Mittelstädte sowie für Industriebedarf ist auf der Strecke von Basel bis Mainz eine mittlere Gesamtentnahme von $>$ 10 000 l/s festgestellt, wobei die Förderungen großer Industriewerke nur unsicher erfaßt sind.

Unzweifelhaft ist die Grundwasserentnahme in der Oberrheinebene — obwohl natürlich auch Uferfiltrat mit gefördert wird — auf weite Strecken bereits so groß, daß weitere Beanspruchungen nur auf Grund hydrologischer Beurteilung gewagt werden dürfen. Ähnliches gilt für das untere Maintal, in dem zwar eine breite Entfaltung jungquartärer Sande und Kiese die Grundwasserbildung begünstigt, wo aber auch die Entnahmen sehr groß sind. So verbraucht allein die Stadt Frankfurt durchschnittlich rund 1400 l/s, die Stadt Offenbach 150 l/s.

Die quer durch Mitteldeutschland verlaufenden, aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen aufgebauten Mittelgebirge bilden die wesentlichen Wasserscheiden des Landes. Sie trennen auch die reichen Grundwassergebiete im südlichen, gewissermaßen alpinen Bereiche von denen Norddeutschlands, wo die Bildungen der nordeuropäischen Vereisungen eine Rolle spielen. Nur der Rhein durchbricht diese Gebirgsschwelle in dem Engtale unterhalb von Bingen—Rüdesheim bis Bonn. Auf dieser Strecke kommt es naturgemäß nicht zu einer nennenswerten Entwicklung von Grundwasser. Zu nennen ist nur die tektonisch bedingte Weitung des Neuwieder Beckens zwischen Koblenz und Andernach, deren Füllung durch Schotter der Niederterrasse mit ganz junger Decke von Bimssand die Einsickerung ungemein begünstigt. Für Bevölkerung und Industrie werden hier rund 500 l/s insgesamt entnommen.

Nach dem bei Bonn erfolgenden Eintritt des Rheintales in die Kölner Bucht sind die Bildungen der Niederterrasse in großer Breite entwickelt und machen das nördliche Rheinland zu einem der reichsten Grundwassergebiete. Sie begleiten nicht nur den Rhein beiderseits bis zur niederländischen Grenze, sondern sind auch im Tale der Erft und der Rur weit verbreitet. Die Ergiebigkeit in der Niederterrasse schwankt in weiten Grenzen, doch sind 10 l/s bei 1 m Senkung nicht selten. Die Neubildung wird mit durchschnittlich 120 mm = 4 l/s je km² oder mehr angenommen.

Dieses große Grundwassergebiet wird beiderseits des Rheines durch eine große Anzahl von Wasserwerken angezapft. Bei Bonn sind die Grundwässer der Niederterrasse und der Rheinaue durch aufstoßende vulkanische Säuerlinge so reich an CO_2, daß eine Wasserversorgung aus ihnen schwierig ist. Weiter nordwärts finden viele große Entnahmen statt, durch die mehr als 6500 l/s laufend entnommen werden.

Es erscheint nicht zweifelhaft, daß durch diese Entnahmen an mehreren Stellen das Maß der Neubildung überschritten wird, was sich in dauernd weitergehenden Senkungen der Grundwasseroberfläche auswirkt. Natürlich ist das hauptsächlich dort der Fall, wo Zuschüsse aus Flußwasser nicht möglich sind. Stehen auch solche zur Verfügung, so bestehen kaum hydrologische Bedenken gegen hohe Entnahmen, wie sie beispielsweise Brunnen nach dem Ranney- oder dem Fehlmannverfahren ermöglichen.

Im Gebiete der Ems bildet eine dem Osning (Teutoburger Wald) westlich vorgelagerte, sanft zur Ems abfallende Sandebene von 20 bis 30 km Breite ein vorzügliches Grundwassergebiet, das unter dem Namen große Emsterrasse, im Südosten als Senne (= Sände), bekannt ist. Die Sande sind aus der Verwitterung des Osningsandsteines hervorgegangen, daher viel feiner als Flußsande und gegen Norden zu schließlich fast dicht. Die Mächtigkeit überschreitet an vielen Stellen 20 m, wobei die Körnung allgemein gegen die Tiefe gröber wird. Vom nordwestlichen Teile der Terrasse hat J. HESEMANN Höhenkarten der Schotterunterfläche gegeben, nach denen die Stärke der Sande festgestellt werden kann, was für Brunnenanlagen wichtig ist.

Da wegen der stauenden Wirkung des Osningzuges die mittlere Niederschlagshöhe bis auf 850 mm, im Südosten sogar auf $>$ 1000 mm ansteigt, ist bei guten Einsickerungsmöglichkeiten und dem dadurch bedingten fast völligen Fehlen oberflächlicher Abflüsse die Grundwasserbildung recht groß. Man kann weithin mit 300 mm rechnen, also mit beinahe 10 l/s je km^2. Im Südosten der oberen Senne ist aus den Abflüssen der fast nur von Grundwasser gespeisten Bäche eine Spende bis zu fast 15 l/s je km^2 berechnet worden. Das sind die höchsten Werte in Norddeutschland. Wegen der feinen Sande ist das Gefälle des Grundwassers sehr groß, 1:100 und selbst steiler. Dieses reiche Grundwasserfeld wird von der Stadt Bielefeld, die durchschnittlich 220 l/s verbraucht, und einigen kleinen Wasserwerken angezapft.

Auch im niedersächsischen Flachlande kann mit ergiebigen Grundwasservorkommen gerechnet werden, doch stellt hier das Auftreten von versalzenem Grundwasser die Wasserversorgung vor ein ernstes Problem. Die hydrogeologische Durchforschung ist noch nicht abgeschlossen. Daher können hier nur die Fassungen für die Stadt Hannover mit 1100 l/s Entnahme und die Umgebung von Peine, wo 600 l/s gefördert werden, als besonders grundwasserreich herausgestellt werden.

Außer in den vorstehend geschilderten Gebieten größerer Ausdehnung finden sich jungpleistozäne Schotter auch in den von uns nicht erwähnten Tälern. Wo sie genügend Breitenentwicklung haben, führen sie meistens reichlich Grundwässer, die zur Wasserversorgung herangezogen werden, besonders dann, wenn es möglich ist, in trockenen Zeiten auch auf Uferfiltrat zurückgreifen zu können. Als Beispiel möge nur das Ruhrtal genannt werden mit den Entnahmen für die Stadt Dortmund in Höhe von 2700 l/s, wovon jedoch ein erheblicher Teil, wie allgemein im westfälischen Ruhrgebiet, durch künstliche Versickerung erzeugtes Grundwasser ist, und das Maintal mit den Entnahmen für Aschaffenburg und für Würzburg mit 2[illegible]0 l/s.

Nächst den besprochenen pleistozänen Schottern spielen im Gebiete der Deutschen Bundesrepublik Schichtgesteine des Tertiärs, meistens als Sande, seltener als Kiese, eine allerdings viel bescheidenere Rolle. Sie treten vorwiegend im Alpenvorlande, in Hessen, in Niedersachsen und in Schleswig-Holstein in nennenswertem Umfange auf. Im Alpenvorland bis zur Donau können feinkiesige Bänke im miozänen Flinz und pliozäne Quarzschotter als Grundwasser-

leiter angezapft werden. Im Gebiet der tief zertalten Iller-Lech-Platte geben zudem zahlreiche an der Grenze zwischen mächtigen altdiluvialen Deckenschottern und Flinzletten austretende Quellen die Grundlagen einer Versorgung mit gutem Wasser. Brunnen in den Flinzsanden und Quarzschottern liefern bei 1 m Spiegelsenkung meist weniger als 2 l/s, nur bei Dachau ergeben sich 5 bis 6 l/s. Die Härte beträgt im Durchschnitt 15 deutsche Grade, was nur dadurch erklärt werden kann, daß die Schotter auch Dolomitgerölle enthalten. Bemerkenswert ist, daß diese Wässer häufig kräftigen Auftrieb bis über Tage haben. Besonders südlich von Ingolstadt und im Innviertel zwischen Mühldorf und Burghausen gibt es viele artesische Brunnen, die bis zu 20 l/s Abfluß in Geländehöhe und zum Teil gegen 20 m Steighöhe hatten, wobei die spezifische Ergiebigkeit wohl meistens unter 2 l/s blieb. Grundwässer in Tertiärvorkommen werden auch in der Rheinpfalz und in Hessen für Versorgungszwecke entnommen, am Niederrhein dagegen in weitem Umfange durch den Kohlenbergbau gefördert.

Nördlich der Elbe und in Schleswig-Holstein erlangen tertiäre Ablagerungen als Braunkohlensande große Mächtigkeiten und eine ausgedehnte Verbreitung. Ihre Grundwässer werden in starkem Maße von der Stadt Hamburg angezapft, die ihnen durchschnittlich 1000 l/s entnimmt. Weitere Nutznießer sind hauptsächlich Kiel und Flensburg, die zusammen etwa 250 l/s fördern.

Die Ablagerungen des M e s o z o i k u m s sind im Gebiete der Deutschen Bundesrepublik fast allgemein als Felsengesteine entwickelt. Eine Ausnahme bilden die senonen Halterner Sande in Nordrhein-Westfalen, die mit Einschluß zwischengeschalteter Sandkalke, Schluffe und Kiesbänke durchschnittlich 100 bis 200 m mächtig werden, eine Fläche von 900 km² bedecken und nach J. HESEMANN schätzungsweise 18 km³ Grundwasser enthalten. Die jährliche Neubildung wird von demselben mit 80 hm³ angenommen. Aus diesen Sanden werden für die Versorgung des rheinisch-westfälischen Industriegebietes gegenwärtig 72 hm³ = 2300 l/s entnommen. Doch findet in großem Umfange auch Erzeugung von künstlichem Grundwasser durch Versickerungen statt.

Sonst sind von mesozoischen Gesteinen nur die Sandsteine der Oberen Kreide und der Trias als einigermaßen gute Grundwasserleiter zu nennen, doch stehen die in ihnen gewinnbaren Wassermengen meistens weit hinter denen der oben geschilderten Lockerbildungen zurück. Dagegen gibt der schichtige Aufbau des Mesozoikums Veranlassung zu zahllosen Quellen, die besonders, sofern sie aus Sandstein austreten, in weitem Umfange für die Wasserversorgung der Ortschaften herangezogen werden. Als Beispiel seien Baden-Baden (Schüttung 30 bis 300 l/s) und Freudenstadt im nördlichen Schwarzwald (Schüttung 25 bis 160 l/s) genannt.

Noch weniger günstig als im Mesozoikum ist die Grundwasserleitung in den Gesteinen der Varistischen Rümpfe nebst ihren kristallinen Einschaltungen. Nur in seltenen Fällen können ihre Grundwässer zur Wasserversorgung großen Stiles herangezogen werden. Bemerkenswert ist besonders der lange, den Rhein überschreitende Zug des steil gestellten Taunusquarzites, dessen Spaltenwasser für viele Wasserversorgungen, in größerem Umfange für die von Wiesbaden, durch Stollen angezapft werden. Die letztere Anlage liefert nach F. MICHELS auf $11^1/_2$ km Stollenlänge jährlich 4 450 000 m³ Wasser, das sind reichlich 140 l/s. Da aber im Durchschnitt fast 80 m Stollenlänge zur Gewinnung von 1 l/s gehören, sind die Fassungen ungewöhnlich kostspielig. Die Grundwasserspende wird mit rund 3 l/s je km² angegeben.

Eine besondere Stellung nehmen die verkarsteten Gebiete ein. Sie betreffen die devonischen Massenkalke des Rheinischen Schiefergebirges, den Muschelkalk

der Mittleren Trias und die Malmkalke der Schwäbisch-Fränkischen Alb, kleine Gebiete von Zechsteinkalk oder -dolomit und von Gips oder Anhyd Westrande des Harzes. Die Löslichkeit dieser Gesteine hat zur Ausbildung irdischer Gerinne geführt, nach denen die eingesickerten Niederschläge absinken und dann, wenig gefiltert, in meist kräftigen Quellen bald zutage treten. Die hygienisch häufig ungenügende Beschaffenheit solcher quellen steht deren Ausnutzung für die Wasserversorgung im Wege.

Die Gesamtmenge der von öffentlichen Wasserwerken des Bundesg geförderten, fast ausschließlich aus natürlichem Grundwasser stamm Wassermengen wird gegenwärtig mit 3 km³ angegeben, was einer Wass von 12 mm entspricht. Das erscheint vielleicht nicht zuviel im Verhältnis tatsächlich laufend sich bildenden Grundwassermengen, die wir aus d und NNq der Flüsse errechnen können. Aber der Wasserversorgung könn Gebiete mit großen Grundwassermengen auf kleinem Raume dienen, da an seits die Fassungsanlagen wirtschaftlich nicht tragbar sind.

Aus diesem Grunde ist im Zuge wasserwirtschaftlicher Rahmenplan eine sinnvolle Bewirtschaftung der Grundwässer nötig. Sie kann aber nu einer Aufnahme der Grundwasservorkommen durchgeführt werden, die dem Wesen wie Umfang des laufenden Grundwasserumsatzes erforscht. sind Geologen und Hydrologen in gleicher Weise dringend aufgerufen.

Chemische und physikalische Erscheinungen bei infiltriertem Grundwasser *)

Von FRIEDRICH NÖRING, Wiesbaden

Die erste moderne Infiltrationsanlage mit dem Zweck der Wiedergewinnung des infiltrierten Wassers für die Trinkwasserversorgung wurde im Jahre 1897 in Göteborg (Schweden) (GANDENBERGER 1950, S. 144; JANSA 1951, S. 227) errichtet. Diese Art der Trinkwassergewinnung vergrößert ständig ihren Mengenanteil an der Gesamtgrundwasserförderung. Eine Reihe wissenschaftlich bedeutsamer Erscheinungen ist für die Praxis wichtig.

Abweichende Beschaffenheit des Grundwassers in Flußnähe

In der Schweiz liegt in der Nähe der Flüsse in der Regel eine niedrige Karbonathärte vor (MOHLER 1949, S. 136). Dort ist das vom Binnenland kommende Grundwasser meist hart, das Flußwasser meist weich. Am unteren Main (Deutschland) liegen die Verhältnisse umgekehrt (Mitteilung von K. STADAGER und eigene Beobachtungen in Frankfurt-Niederrad). In beiden Fällen dringt also Flußwasser in das Binnenland ein, ohne daß dort Grundwasser entnommen wird. Die Ursache liegt in der verschiedenen Steiggeschwindigkeit von Flußwasser und Grundwasser. Ein Fluß kann seinen Spiegel in wenigen Stunden um mehrere Dezimeter erhöhen, das Grundwasser in der Regel nicht. Steigt der Fluß, so findet er daher Gefälle zum Binnenland vor und infiltriertes Wasser fließt so lange binnenwärts, wie der erhöhte Flußwasserstand vorliegt, und so weit, bis die dem Flußwasserstand gleiche Höhenlinie der Grundwasseroberfläche erreicht ist. Bei längerem hohem Flußwasserstand stellt das vom Binnenland kommende Grundwasser wieder Gefälle zum Fluß her und das infiltrierte Wasser fließt zum Fluß zurück. Der von wechselnden Gefällsrichtungen beherrschte Uferstreifen stellt in chemischer Hinsicht eine Mischzone dar. Die Breite der Mischzone ist um so größer,

je höher der Flußwasseranstieg,
je schneller der Flußwasseranstieg,
je geringer das Spiegelgefälle des binnenseitigen Grundwassers,
je durchlässiger der Grundwasserleiter,
je geringer die vom Binnenland zuströmende Grundwassermenge,
je größer die Zeit des hohen Flußwasserstandes bis zum Beginn der Wiederherstellung eines flußwärtigen Fließgefälles durch das vom Binnenland kommende Grundwasser ist.

Eine extreme Durchmischung tritt bei Überflutung des Geländes durch den Fluß ein.

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 28. Mai 1954.

Chemische Reaktionen

In Mitteleuropa wurde beobachtet, daß infiltrierendes Wasser gelegentlich Eisen und Mangan löst und seine Karbonathärte oder Nichtkarbonathärte erhöht. Hierbei sind zwei Vorgänge zu unterscheiden, die sich überlagern können.

Der eine Vorgang besteht in der Bildung freier Schwefelsäure aus dem Pyrit und Markasit geologischer Ablagerungen, die bei Sauerstoffmangel entstanden sind, wie z. B. Braunkohle, Torf, Schlick, dunkelfarbiger Ton. Der Vorgang vollzieht sich etwa nach der Formel

$$2\,FeS_2 + 7\,O_2 + 2\,H_2O = 2\,FeSO_4 + 2\,H_2SO_4\,.$$

Die freie Schwefelsäure verbindet sich mit den Kalzium- und Magnesiummineralien des Untergrundes und erhöht so die bleibende Härte. Dieser Vorgang tritt vor allem in folgenden Fällen ein:

a) Überflutung oder Beregnung von schwefeleisenhaltigen, im Bodenluftbereich liegender Schichten,

b) Grundwasserdurchströmung schwefeleisenhaltiger Schichten, die bei einer vorausgegangenen Grundwasserabsenkung von sauerstoffhaltiger Bodenluft durchströmt wurden.

Der zweite Vorgang besteht in der Sauerstoffaufzehrung und Kohlensäurebildung bei der Infiltration von Wasser, das organische oxydable Substanzen und freien Sauerstoff enthält. Das ist bei den meisten Flußwässern gegeben. Der Vorgang vollzieht sich etwa nach folgender Formel:

$$C + O_2 = CO_2\,.$$

Durch die neugebildete Kohlensäure werden zusätzliche Karbonate des Kalziums und Magnesiums als Hydrokarbonate gelöst, wodurch sich die Karbonathärte erhöht. Bei vollkommener Aufzehrung des freien Sauerstoffs greift die Kohlensäure die Eisen- und Manganmineralien des Untergrundes an und bringt sie in Lösung.

Dieser Vorgang tritt oft bei der Infiltration von Flußwasser ein.

Beispiele: Das Wasserwerk I der Stadt Hanau am unteren Main (Deutschland) wurde 1890 in Betrieb genommen. Es förderte aus einer etwa 50 m vom Main entfernten Brunnenreihe vom Binnenland anströmendes Wasser mit unerheblichem Gehalt an Eisen und Mangan. Um das Jahr 1920 wurde in der Nähe der Brunnen eine Staustufe im Main errichtet. Dadurch wurde das vom Binnenland kommende Grundwasser nach dem Unterwasser gezogen, während das Gebiet der Brunnen von infiltriertem Flußwasser durchströmt wurde, das aus dem Oberwasser infiltrierte und dem Unterwasser seitlich der Staustufe zustrebte. In den Brunnen des Wasserwerks traten gleichzeitig derartige Eisen- und Mangangehalte auf, daß das Wasserwerk stillgelegt werden mußte. Ein 270 m vom Main entfernter Brunnen wurde von der Veränderung nicht mehr betroffen. Analysen der Preußischen Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene in Berlin vom 29. Juli 1924 ergaben

	Main mg/l	Wasserwerk Brunnen 4 30 m vom Main entfernt mg/l	Brunnen 270 m vom Main entfernt mg/l
Fe_2O_3	—	0,61	Spuren
Mn	—	8,2	—
CaO	78	126	183
$KMnO_4$-Verbrauch	36,6	17,5	8,9

Der freie Sauerstoff wurde nicht untersucht.

Auf einer 0,5 km^2 großen Insel im Rhein zwischen Mainz und Wiesbaden (Deutschland) wird ein Horizontalbrunnen betrieben. Da die Insel bis zu 8,70 m Tiefe von durchlässigen Schichten aufgebaut wird und darunter mächtige undurchlässige Schichten liegen, in die der Rhein eingeschnitten ist, kann der Brunnen, von einer ganz geringfügigen Menge sich auf der Insel bildenden Grundwassers abgesehen, nur infiltriertes Flußwasser fördern. Dadurch sind die Beobachtungen an diesem Brunnen eindeutig. Der Brunnen fördert im Mittel etwa 500 m^3/h, die mittlere Fließdauer vom Fluß zum Brunnen beträgt etwa 6 Tage. Analysen vom 7. Juli 1953 zeigen:

	Rhein	Brunnen
Fe	1,0 mg/l	2,0 mg/l
Mn	0 mg/l	0,3 mg/l
$KMnO_4$-Verbrauch	19 mg/l	11 mg/l
Karbonathärte . .	7,7° dH	10,4° dH
Nichtkarbonathärte	2,1° dH	2,6° dH

Der freie Sauerstoff wurde nicht untersucht.

Die Veränderungen der chemischen Lösungen des Wassers sind in den angeführten Fällen für praktische Zwecke ungünstig. Die Aufzehrung der im Untergrund vorhandenen Eisen- und Manganmengen dauert in der Regel zu lang, um auf sie warten zu können. Nach LINDGREN (1933, S. 4) ist Eisen mit 5,01%, Mangan mit 0,10% am Aufbau der Erdkruste beteiligt. Im einzelnen weichen die Gehalte naturgemäß stark von den Mittelwerten ab. Um 1 t Gestein durchschnittlichen Eisengehaltes vom Eisen zu befreien, sind bei einem Gehalt des Wassers von 0,2 mg/l $25{,}05 \cdot 10^4$ m^3 Wasser erforderlich. Für das Mangan ergeben sich bei einem Gehalt des Wassers von 0,2 mg/l $5 \cdot 10^3$ m^3 Wasser. Mit der geringeren Häufigkeit des Mangans hängt es wahrscheinlich zusammen, daß trotz einer leichteren Löslichkeit des Mangans eisenhaltige Wässer häufiger als manganhaltige sind.

Temperaturentwicklung

In manchen Industriebetrieben fällt für Kühlzwecke benutztes und dabei erwärmtes Wasser an, das wieder dem Untergrund zur erneuten Abkühlung zurückgegeben werden soll. Unbekannt ist meistens der erforderliche Abstand zwischen Infiltrationsort und Wiederentnahmeort. Dafür lassen sich folgende Beziehungen aufstellen (alle Formeln im c-g-s-System):

$$Q = m \cdot c \cdot (t_1 - t_2) \tag{1}$$

Q = Wärmemenge
m = Masse
c = spezifische Wärme, bei Wasser = 0,999
t_1 = Temperatur des erwärmten Wassers
t_2 = Temperatur der Erdoberfläche

$$m = g \cdot p_w \tag{2}$$

g = Mächtigkeit des Grundwasserleiters
p_w = nutzbares Porenvolumen

Aus (1) und (2) folgt

$$Q = g \cdot p_w \cdot (t_1 - t_2)\,. \tag{3}$$

Die Wärmemenge Q soll weitgehend an die Erdoberfläche abgeleitet werden. Für die Wärmeableitung gilt

$$Q_x = \lambda \cdot F \cdot z \cdot \frac{t_x - t_2}{f} \tag{4}$$

Q_x = abgeleitete Wärmemenge
λ = Wärmeleitzahl (für die Erde etwa 0,005 nach BEDERKE 1948)
F = Fläche
z = Zeit
t_x = jeweilige Temperatur des erwärmten Wassers
f = Koordinate senkrecht der Isotherme, etwa der Mächtigkeit der den Grundwasserleiter überlagernden Deckschichten entsprechend.

Eine ruhende Wassermenge verliert laufend Temperatur infolge Wärmeableitung. Gleichzeitig wird die abgeleitete Wärmemenge laufend geringer, da (t_x—t_2) kleiner wird. Bei einer stationär fließenden Wassermenge läßt sich z durch hydrologische Faktoren ersetzen

$$z = \frac{l}{v_w} \tag{5}$$

l = Länge des Fließweges
v_w = Fließgeschwindigkeit des Wassers

$$v_w = \frac{v_f}{p_w} \tag{6}$$

v_f = Filtergeschwindigkeit
p_w = wirksames Porenvolumen

Aus (5) und (6) ergibt sich

$$z = \frac{l \cdot p_w}{v_f} \tag{7}$$

$v_f = k_f \cdot i$ (nach DARCY) (8)
k_f = Durchlässigkeitsbeiwert in m/s
i = Grundwassergefälle

Aus (7) und (8) ergibt sich

$$z = \frac{l \cdot p_w}{k_f \cdot i \cdot 10^2}. \tag{9}$$

Infolge der mit der Zeit abnehmenden Wärmemenge ergibt sich für eine stationär fließende Wassermenge

$$t_z = t_2 + (t_1 - t_2)\left(1 - \frac{\lambda}{f \cdot c \cdot g \cdot p_w}\right)^{z}. \tag{10}$$

Die Nachrechnung in einem Fall, wo eingeleitetes Wasser von 50° C in 525 m Entfernung mit 15° C nach einjährigem Betrieb wiedergewonnen wurde, ergab die Zuverlässigkeit der Formel.

Bei Infiltrationsanlagen in der Nähe von Flüssen ergab die Formel keine hinreichende Übereinstimmung. Der tatsächlich vorhandene Temperaturausgleich war größer. Z. B. schwankten die Temperaturen des Wassers in einem Brunnen zwischen 8° und 16°, während der benachbarte Fluß Schwankungen zwischen 0° und 23° aufwies. Hier spielt wahrscheinlich der Wärmeaustausch mit den Schichten unterhalb des Grundwasserleiters eine erhebliche Rolle. Die Schichten unterhalb des Grundwasserleiters nehmen bei Durchfluß warmen Wassers durch den Grundwasserleiter Wärme auf und geben sie bei Durchfluß kalten Wassers durch den Grundwasserleiter an ihn zurück.

Porenverstopfung

Bei Infiltration von Flußwasser in den Boden, ist mit einer Verstopfung r Poren zu rechnen, wenn das Flußwasser mit Schwebestoffen beladen ist. eser Verstopfung, soweit sie in der obersten Zone des Korngemisches erfolgt, rkt Hochwasser und Eisgang mechanisch entgegen. Die Erfahrungen in ›utschland gestatten jedoch noch nicht, über eine Uferstrecke vor Anstellung n Versuchen Aussagen über ihre Dichtheit und ihre Verstopfungsfähigkeit machen.

Zusammenfassung

1. In der Uferzone von Flüssen erfolgt eine Mischung binnen- und fluß-tigen Grundwassers, die in ihrer Ausdehnung von verschiedenen Faktoren hängt.

2. Infiltrierendes Flußwasser kann infolge Sauerstoffzehrung Schwefelsäure d Kohlensäure entwickeln. Erhöhungen der Nichtkarbonat- und Karbonat-rte, des Eisen- und Mangangehaltes sind die Folge.

3. Für infiltriertes Wasser gleichmäßiger Temperatur wird eine Formel auf-stellt, die Beziehungen zwischen hydrologischen und Temperaturfaktoren aus-ückt. Sie gilt nicht für infiltrierendes Wasser ungleichmäßiger Temperatur, da ›r wahrscheinlich ein starker Temperaturausgleich mit den Schichten unterhalb s Grundwasserleiters erfolgt.

4. Die mit der Infiltration einhergehende Porenverstopfung ist ursächlich ch nicht ausreichend erklärt.

Schriften

ER, CARL ROBERT: Natürlich versickertes und künstlich angereichertes Grundwasser. Unterschiede in der Beschaffenheit, deren Ursachen und Auswirkungen auf den Wasserwerksbetrieb. — Gesundheitsing., **66**, S. 30—36, München 1943.

›ERKE, E.: Über den Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. — Geol. Rdsch., **35**, S. 26 bis 32, Stuttgart 1948.

NDENBERGER, WILHELM: Grundlagen der Grundwasseranreicherung. — GWF, **91**, Wasser S. 142—149, München 1950.

SA, O. VICTOR E.: Artificial ground-water supplies of Sweden. — Sweden. Union géod. et géophys. internat., Ass. internat. d'Hydrologie scient., Assemblée générale de Bruxelles 1951, 2, S. 227—237, Louvain o. J. (1951).

ÀER, FRED H.: Artificial Recharge of Aquifers. — Union géod. et géophys. internat., Ass. internat. d'Hydrologie scient., Assemblée générale de Bruxelles 1951, 2, S. 135, Louvain o. J. (1951).

DGREN, WALDEMAR: Mineral Deposits. — New York und London 1933.

HLER, H.: Der Einfluß von Kraftwerksbauten auf die Eigenschaften des Grundwassers. — Chimia, 3, S. 129—145, 1949.

RING, FRIEDRICH: Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zu Oberfläche und Untergrund. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **102** (1950), S. 123—128, Hannover 1951.

Die Geologie als Grundlage der Grundwasserkunde. — In „Neuere Methoden der Grundwassererschließung", S. 7—11, Hannover 1952.

Geologische und hydrologische Voraussetzungen für Horizontalfilterbrunnen. — Das Gas- und Wasserfach, **94**, S. 605—612, München 1953.

NZ, E.: Seitliche Beeinflussung der Fassungen durch benachbarte Oberflächenwasser. — In PRINZ, E.: Handbuch der Hydrologie, S. 387—393, Berlin (Julius Springer) 1923.

ZER, HANNFRIT: Künstliche Auffüllung des Grundwasserspiegels (Recharge). Bohrtechn./Brunnenbau, 1, S. 365—368, Berlin 1950.

ABAUGH, M. J.: Streambed percolation in development of water supplies. — Union géod. et géophys. internat., Ass. internat. d'Hydrologie scient., Assemblée générale de Bruxelles **1951**, **2**, S. 165—174, Louvain o. J. (1951).

NEIDER, HANS: Geologie und Grundwasserchemie. — In „Die Wasseraufbereitung als wissenschaftliche Aufgabe und ihre praktische Durchführung", S. 8—16, Hannover 1949.

Künstliche Grundwassererzeugung und -anreicherung. — Bohrtechn./Brunnenbau, **2**, S. 273 bis 274, 279—283, Berlin 1951.

Ionenumtausch und der Chemismus von Grund- und Mineralwässern*)

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Von FRIEDRICH SCHWILLE, Mainz

1. Die „basenaustauschende" Wirkung mancher Böden und Gestein
dem Geologen von der Bodenkunde her hinreichend bekannt. Es überr
daher, daß die hydrogeologische Forschung in Deutschland die reichen E
rungen der Bodenkunde noch nicht genügend berücksichtigt hat.

Anders liegen dagegen die Verhältnisse im Ausland. In den Verein
Staaten z. B. erschienen vor rund 30 Jahren einige grundlegende Arbeiten
die Wirkung des Ionenumtausches auf die chemische Zusammensetzung
Grundwässern beschrieben. Auch von seiten einiger Ölgeologen, die sich
dem Studium von Ölfeldwässern befaßten, wurden interessante, z. T. auf l
ratoriumsversuche gestützte Beiträge geliefert. Einige Arbeiten aus neuerer
haben die früheren Auffassungen als richtig bestätigt und darüber hinaus
tere wertvolle Erkenntnisse vermittelt. Für den amerikanischen Hydrogeol
ist der Ionenumtausch eine selbstverständliche Tatsache, mit der er stets rec
(Einige der wichtigsten Autoren: RENICK, RIFFENBURG, MCTAYLOR, CASE, C
STROM, FOSTER.) — In Frankreich erschien vor 20 Jahren eine Arbeit
SCHOELLER, die sich mit tunesischen Wässern befaßt, und an Hand einer l
von Beispielen verschiedene Wassertypen durch Austauschvorgänge erklär
ØDUM & CHRISTENSEN haben die Umtauschtheorie bei der Deutung däni
Wässer angewandt.

In Deutschland hat m. W. HARRASSOWITZ (1932), angeregt durch R
und RIFFENBURG, zum erstenmal für einen Teil der natriumhydrogenkarb
haltigen Wässer Deutschlands die Entstehung durch Umtauschvorgänge erl
Einige andere Autoren deuten für solche Wässer gleiche Entstehung an,
indessen den Beweis dafür zu erbringen. Hydrochemische Untersuchungen
den Ionenumtausch betreffen, sind z. T. im süddeutschen Raume im G
(ABELE, CARLÉ, GERB). Veröffentlichungen liegen jedoch noch nicht vor.

2. Wenn in folgendem der Ausdruck „Umtauscher" gebraucht wird, so
damit Gesteine gemeint, die kationenumtauschende Eigenschaften haben
natürliche „Permutite"), und im allgemeinen folgende Mineralien entha
„Ton-Mineralien", Glimmer und glimmerartige Mineralien, Glaukonit, Felds
und einige andere, seltenere Mineralien. Humusstoffe, als starke Austau
bekannt, sind meist nur in der Bodenkrume vorhanden. — Wir beschrä
unsere Betrachtungen auf die im Wasser gelösten Kationen, da nur dies
stärkerem Maße ein- und ausgetauscht werden, während die Anionen die
tauscher mit geringen Ausnahmen (wie z. B. Phosphat) nahezu unverändert
sieren.

* Vortrag gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen G
[illegible] am 28. Mai 1954.

Die Umtauschvorgänge lassen sich folgendermaßen darstellen (A = Austauschmasse):

$$Na_2A + \frac{Ca}{Mg}(HCO_3)_2 \rightleftarrows 2\,Na(HCO_3) + \frac{Ca}{Mg}A \quad (I)$$

$$Na_2A + \frac{Ca}{Mg}(SO_4) \rightleftarrows Na_2SO_4 + \frac{Ca}{Mg}A \quad (II)$$

$$\frac{Ca}{Mg}A + 2\,NaCl \rightleftarrows Na_2A + \frac{Ca}{Mg}Cl_2 \quad (III)$$

Es handelt sich, wie die Pfeile andeuten, jeweils um ein Gleichgewicht; je nach der Konzentration der Lösung und der Kationenbelegung der Austauscher verläuft der Vorgang bald nach der einen und bald nach der andern Seite. Für die Grundwasserchemie ergibt sich daraus: wenn hartes, also Erdalkalihydrogenkarbonat- oder Erdalkalisulfat-haltiges Wasser einen beispielsweise mit Na-Ionen belegten natürlichen Austauscher durchwandert, wird das Wasser nach Verlassen einen mehr oder weniger großen Gehalt an $NaHCO_3$ oder Na_2SO_4 aufweisen (I und II: „Enthärtung"). In besonders günstigen Fällen ist der „Enthärtungseffekt" ein vollständiger. Das ist natürlich nur dann möglich, wenn die Einstellung eines Gleichgewichtes verhindert wird, d. h. wenn das Wasser wandert. Da das Natriumhydrogenkarbonat keine zugehörige Kohlensäure benötigt wie die Erdalkalihydrogenkarbonate, kann deren zugehörige Kohlensäure aggressiv werden und ihrerseits wieder Natrium als Hydrogenkarbonat in Lösung bringen. Es sind daher nach Verlassen des Austauschers häufig mehr Äquivalente Natrium in Lösung als zuvor an Erdalkalien vorhanden waren.

$CaCl_2$- oder $MgCl_2$-haltige Wässer kann man sich durch Einwirken von NaCl-haltigen Wässern auf Gesteine vorstellen, deren umtauschfähige Mineralien zuvor mit Ca- oder Mg-Ionen belegt waren (III; in der Technik: „Auffrischen" oder „Regenerieren" der Permutite). Bei Überflutung von kalkhaltigen Küstenböden durch Seewasser läßt sich dieser Vorgang beobachten. Die erdmuriatischen Mineralwässer im Rheintalgraben und in seinen Randgebieten entstehen nach Ansicht des Verfassers beim Durchfließen von Mergeln und kalkhaltigen Tonen durch NaCl-Wässer (Ölfeldwässer und Steinsalzsolen).

Auch das H-Ion kann eingetauscht bzw. wieder durch andere Ionen aus den Austauschern freigemacht werden. Beispiel:

$$H_2A + \frac{Ca}{Mg}(HCO_3)_2 \rightleftarrows \frac{Ca}{Mg}A + 2\,H_2CO_3$$

In jungvulkanischen Gebieten ist dieses Gleichgewicht von Bedeutung. Es entsteht freie Säure, die mit dem Wasser aus dem Gebiet ursprünglicher vulkanischer Tätigkeit weggeführt werden kann und nun außerhalb der Zone der Kohlensäuredurchgasung eine Gesteinszersetzung hervorruft. Wo solchen Wässern außerdem noch NaCl beigemischt ist, wird die Deutung der Analysen oft Schwierigkeiten bereiten.

Geringer oder fehlender Gehalt von Ba-Ion in Wässern darf nicht in jedem Fall durch Ausfällung als Sulfat erklärt werden. Ba-Ionen zeigen eine außerordentlich starke Neigung zum Eintauschen; sie übertreffen in dieser Eigenschaft sogar noch die Ca-Ionen.

Das Eintauschvermögen der einzelnen Ionen ist sehr verschieden. Für die meisten Mineralien gilt die Reihenfolge:

$$Li^+ < Na^+ < H^+ < K^+ < Mg^{++} \lesseqgtr Ca^{++} < Sr^{++} < Ba^{++}$$

(das Eintauschvermögen nimmt nach rechts zu). Während also z. B. Na^+ sehr leicht aus dem Austauscher entfernt werden kann, wird Ca^{++} relativ stark festgehalten. So erklärt sich die Beobachtung, daß NaCl-haltige Wässer nach Verlassen eines „Ca-Permutites" nur verhältnismäßig geringe prozentuale $CaCl_2$-Gehalte aufweisen. — Die Lage des H^+ variiert in der angeführten Reihe je nach der Art des Austauschers.

Die Umtauschvorgänge laufen im allgemeinen sehr rasch und nahezu unabhängig von der Temperatur ab. Die geothermische Tiefenstufe braucht daher nicht berücksichtigt zu werden. — Die Umtauschkapazität hängt in gewissem Umfange von der Teilchengröße der Mineralien und damit von der inneren benetzbaren Oberfläche der Gesteine ab. Gesteine, die durch tektonische Beanspruchung starke Zertrümmerung erfahren haben, oder die infolge einer gewissen Porosität dem Wasser eine größere Kontaktfläche bieten, werden in weit höherem Maße den Austauscheffekt zeigen als solche, in denen das Wasser nur auf einigen wenigen Störungsflächen einwirken kann.

Meist genügen schon relativ geringe Konzentrationen (schwache Mineralwässer), um einen hohen Prozentsatz des austauschbaren Ions zu entfernen. Bei stärkeren Konzentrationen erfolgt der prozentuale Anstieg der Menge der ausgetauschten Ionen nur noch sehr langsam.

3. Leider liegen, wie eingangs betont wurde, in Deutschland noch zu wenig den Kationenumtausch bezügliche Untersuchungen vor. Es wäre sehr zu wünschen, wenn neben den regionalen grundwasserchemischen Untersuchungen, die sich gleichermaßen auf mineralarme Grundwässer als auf die eigentlichen Mineralwässer zu erstrecken haben, auch solche an Gesteinsproben im Laboratorium vorgenommen würden. Erforderlich wäre z. B. die Bestimmung des S- und T-Wertes und die Isolierung der beteiligten Kationen, ferner die Bestimmung der löslichen Ionen im Wasserauszug. Bei Bohrproben ist der Salzgehalt der Spülung zu berücksichtigen. Die Methoden sind die in der Agrikulturchemie üblichen.

$NaHCO_3$-haltige Wässer deuten, sofern man sich nicht gerade in Gebieten mit jungem Vulkanismus befindet, oder die Kohlensäure auf die Zersetzung organischer Substanzen zurückzuführen ist, häufig auf Ionenumtausch hin. Das selbe gilt für Na_2SO_4-haltige Wässer. Soda- bzw. Glaubersalz-Lagerstätten oder -Imprägnierungen, die zur Erklärung herangezogen werden könnten, sind m. W. jedoch dort, wo die genannten Wässer auftreten, noch nicht nachgewiesen, sondern nur auf Grund der chemischen Wasseranalyse vermutet worden. Damit werden aber alle auf dieser Vermutung aufbauenden Behauptungen anfechtbar.

Zu den Na_2SO_4-haltigen Wässern ist noch zu bemerken, daß bei ihnen der SO_4-Gehalt nie größer ist als in Kochsalzsolen, die auf Gips eingewirkt haben. Natriumsulfat ist jedoch bedeutend leichter löslich als Calziumsulfat. Man müßte also doch mindestens gelegentlich in einem Wasser einen höheren, der Löslichkeit des Natriumsulfates entsprechenden Sulfatgehalt finden. Daß dies bis jetzt noch nicht der Fall war, spricht sehr für Austauschvorgänge. — Häufig können dagegen $NaHCO_3$- und Na_2SO_4-haltige Wässer irgendwie mit Kochsalz- und Gips-führenden Mineralwässern, seien es solche aus dem Zechstein, dem Muschelkalk, dem Tertiär, oder aber mit Erdölbegleitwässern in Beziehung gebracht werden.

Eine weitere Erfahrung ist ferner, daß $NaHCO_3$- und Na_2SO_4-haltige Wässer fast nie flachliegenden Stockwerken entstammen, sondern meist in einer gewissen Tiefe erschlossen werden müssen. Mit der zunehmenden Bohrtätigkeit der letzten Jahre ist eine Reihe dieser Wässer erst bekannt geworden.

Als Beispiel für regionale grundwasserchemische Untersuchungen, die sich mit dem Ionenumtausch befassen, wird auf die Arbeit des Verfassers über „Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchloridwässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens" hingewiesen.

4. $NaHCO_3$- und Na_2SO_4-haltige Wässer werden häufig nicht gleich als solche erkannt, da ihre Analysen in der für die Technik üblichen Form und nicht in Form der Mineralwasseranalysen vorliegen. Nur letztere können für unsere Zwecke Verwendung finden. Eine Umrechnung der gewöhnlich in Milligramm im Liter angegebenen Mengen in Äquivalente und deren Aufteilung in Prozente ist aber unbedingt erforderlich. Die kurze, doch für diese Aufgabe vollkommen ausreichende Arbeit von HARRASSOWITZ (1944) über „Wasseranalysen" gibt eine vorzügliche Anleitung.

Die Analysen müssen natürlich stark vereinfacht werden. Seltenere Stoffe, die in den meisten Grundwässern sowieso nur in Mengen kleiner als 1—2% vorhanden sind, dürfen meist vernachlässigt werden bzw. werden, soweit sie bestimmt sind, zu verwandten Ionen geschlagen, wie z. B. Fe^{++}, Mn^{++}, Sr^{++}, Ba^{++} zu Ca^{++}. Tab. 1 stellt das Muster einer vereinfachten, umgerechneten Analyse dar.

Tabelle 1. Darstellung technischer Analysen in Form von Mineralwasseranalysen

Ion	mval	mval %
Na^+	24,2	95
Ca^{++}	0,9	3
Mg^{++}	0,4	2
Fe^{++}	—	—
	25,5	
Cl^-	10,4	41
NO_3^-	0,3	1
HCO^-	10,7	42
SO^{--}	4,1	16
	25,5	

Um also in Zukunft die Wiedergabe von technischen Analysen in Form der Tab. 1 und damit den Vergleich mit Mineralwasseranalysen zu ermöglichen, sind im Interesse der Forschung mindestens folgende Bestimmungen zu verlangen. Von den Anionen: Cl^-, NO_3^-, HCO_3^-, SO_4^{--}. Von den Kationen Ca^{++}, Mg^{++}. Na^+ (d. h. die Alkalien) läßt sich dann als Differenz zwischen Anionensumme und der Summe der Erdalkalien errechnen. Sofern Ca^{++} und Mg^{++} nicht getrennt bestimmt werden, erhält man sie als Summe aus der Gesamthärte (GH : 2,8).

Mit dem Umrechnen der Analysen allein ist es allerdings noch nicht getan. Die zahlreichen Analysen, die für gründliche Untersuchungen Voraussetzung sind, müssen im Diagramm dargestellt werden, damit man überhaupt eine Übersicht bekommt und eine Ausdeutung vornehmen kann. Folgende Darstellungsformen scheinen für diese Zwecke sehr geeignet zu sein (Abb. 1 und 2; Beispiele aus dem Mainzer Becken): das Anionen- und Kationendreieck (Osannsches Dreieck) und das Quadrat (2 gekreuzte rechtwinklige Koordinatensysteme). Obwohl

im ersten Falle die Analyse durch 2 Punkte wiedergegeben wird und dahe etwas schwerer überschaut werden kann, ist diese Darstellung doch die wert vollere. Zur raschen Übersicht, besonders wenn die Abhängigkeit des Chemismu von der Tiefe oder der Konzentration gezeigt werden soll, ist das Quadra besser geeignet.

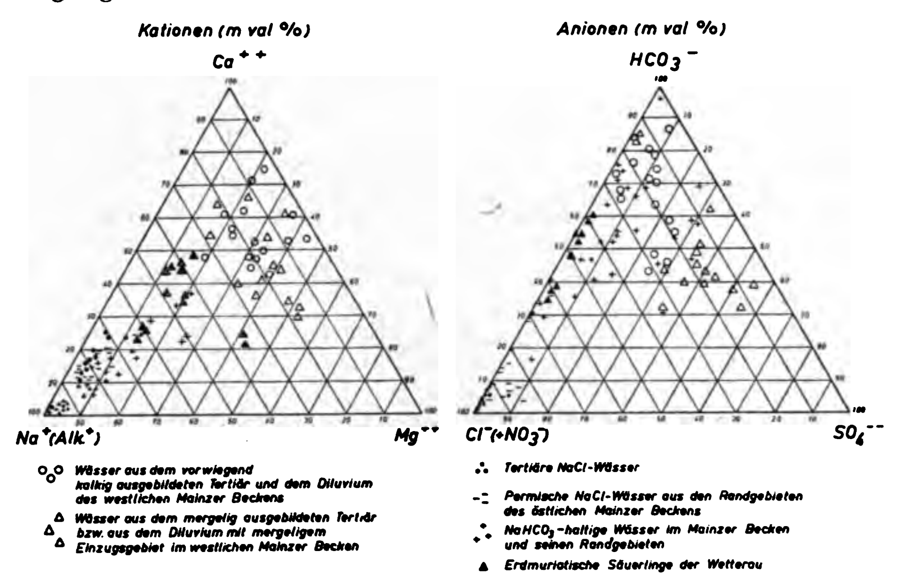


Abb. 1. Darstellung von Wasseranalysen durch die Millival-Prozente der wichtigsten Ionen im Dreiecksdiagramm

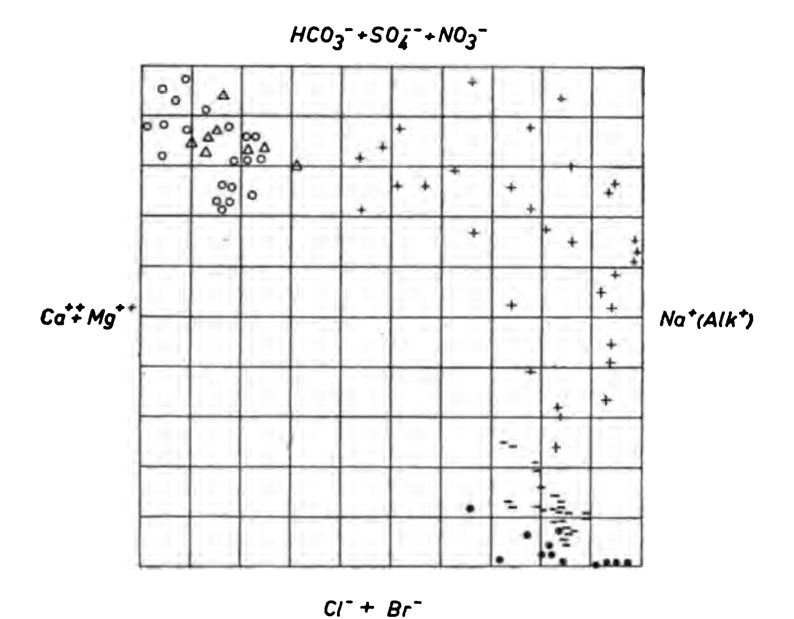


Abb. 2. Darstellung von Wasseranalysen durch die Millival-Prozente wichtiger Ionengruppen im „Quadrat". — Quadratseiten jeweils 100%. Zeichen wie bei Abb. 1

5. Wo sind in Deutschland Wässer zu beobachten, deren Chemismus auf Umtauschvorgänge schließen läßt? — Einige Großräume, aus denen dem Verfasser eine größere Anzahl von Analysen bekannt wurden, seien angeführt: der tiefere Untergrund entlang der Ostseeküste von Ostpreußen bis Dänemark, der rotliegende Untergrund des Mainzer Beckens, der tertiäre Molassetrog in Bayern, der Buntsandstein und der Keuper von Schwaben und Franken (soweit die beiden Formationen tiefer als die derzeitige Hauptvorflut liegen). Zweifellos sind auch in anderen Gebieten bei systematischer Suche noch zahlreiche „Umtauschwässer" zu finden.

2 Typen von ionenumtauschenden Gesteinen sind zu unterscheiden. Bei dem einen Typ erfolgte die Ionenbelegung gleichzeitig mit der Sedimentation, z. B. durch Meerwasser bei marinen oder durch klimatische Vorgänge (etwa in aridem Klima) bei terrestrischen Sedimenten. Die Gesteine des zweiten Typs erfuhren eine nachträgliche Aktivierung oder Regenerierung, z. B. durch zugewanderte Mineralwässer. Von der ersten Gruppe wird im amerikanischen Schrifttum viel berichtet, die zweite dürfte im mitteleuropäischen Raume eine mindestens ebenso wichtige Bedeutung haben.

Nicht selten läßt sich sowohl in tektonisch herausgehobenen Gebieten als auch in jungen ungestörten Ablagerungen eine vertikale Gliederung in 3 Stockwerke mit jeweils chemisch verschiedenen Wässern beobachten.

Oben: Süßwasser. Erdalkalihydrogenkarbonat- oder Erdalkalisulfatwässer (Karbonathärte kleiner als Gesamthärte).

Unten: Salzwasser. Kochsalzwasser, z. T. Erdalkalichloride führend.

Dazwischen: mäßig mineralisiertes Wasser. Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumsulfat-führend (scheinbare Karbonathärte häufig größer als die Gesamthärte). Neben den „Umtauschwässern" spielen hier die eigentlichen Mischwässer natürlich eine wesentliche Rolle.

Dieser Aufbau ist verständlich. Die Austauscher werden von oben her ausgewaschen, mit Erdalkalien belegt und nicht wieder regeneriert. Die Natriumhydrogenkarbonat- bzw. Natriumsulfatwasserzone wandert entsprechend der Hebung bzw. der Erschöpfung des Austauschers nach unten.

Es muß noch erwähnt werden, daß $NaHCO_3$- und Na_2SO_4-haltige Wässer, die auf Umtausch zurückzuführen sind, häufig aus Gesteinen geringer Durchlässigkeit bzw. aus Brunnen mäßiger Ergiebigkeit stammen. Große Durchflußmengen würden den „Permutit" in kurzer Zeit ermüden.

Auf den Einfluß der menschlichen Kultur, die durch Düngung und Verunreinigung Ionenumtausch im Bodenwasser hervorruft und dadurch die normale Grundwasserbeschaffenheit ändert (z. B. Erhöhung der Härte bei Verwendung von alkalihaltigen Düngemitteln), kann hier nicht eingegangen werden. Diesbezügliche Untersuchungen sind Aufgabe eines Bodenkundlers.

Bei der geochemischen Interpretation von Wasseranalysen ist also zu beachten, daß beim Durchgang von Wasser durch gewisse Gesteine manche Ionen dem Wasser ohne chemische Ausfällung entzogen, und dafür wiederum manche Ionen in äquivalenten Mengen vom Wasser aufgenommen werden, ohne daß dieses lösende Eigenschaften aufweisen muß. — Die „Ionenumtausch-Theorie" darf in Zukunft als Deutungsmöglichkeit nicht mehr übergangen werden. Es muß verlangt werden, daß bei grund- und mineralwasserchemischen Untersuchungen die Bearbeiter sich kritisch mit ihr auseinandersetzen.

Schriften

Case, L. C.: Base replacement studies of Oklahoma shales. Critique of Taylor hypothesis. — Bull. amer. ass. petrol. geol., 17, 1, S. 66—79, 1933.

CEDERSTROM, D. J.: Genesis of ground waters in the coastal plain of Virginia. — Ec. geol. 41, S. 218—245, New Haven 1946.
FOSTER, M. D.: The origin of high sodium bicarbonate waters in the Atlantic and Gulf Coastal Plains. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 1, 1, S. 33—48, 1950.
HARRASSOWITZ, H.: Die alkalischen Quellen in ihrer geochemischen Bedeutung. — Z. Kurortwiss., 2, S. 211—216, Berlin 1932.
— Wasseranalysen. Z. prakt. Geol., 52, S. 45—52, Halle 1944.
McTAYLER, K.: The bearing of base exchange on the genesis of petroleum. — J. Inst. Petrol. Technol., 14, S. 825—840, 1928.
ODUM, H., & CHRISTENSEN, W.: Danske Grundvandstyper og deres geologiske Optraeden. — Danmarks Geologiske Undersøgelske, 3, 26, Kopenhagen 1936 (Zusammenfassung in Deutsch).
RENICK, B. C.: Base exchange in ground water by silicates as illustrated in Montana. — U.S. geol. Surv. Water-Supply Pap. 520-D, S. 53—72, 1924.
RIFFENBURG, H. B.: Chemical character of ground waters of the Northern Great Plains. — U.S. geol. Surv. Water-Supply Pap. 560-B, S. 31—52, 1925.
SCHOELLER, H.: Les échanges de bases dans les eaux souterraines vadoses: Trois exemples en Tunisie. — Bull. Soc. géol. France, (V) 4, S. 389—420, Paris 1934.
SCHWILLE, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, S. 314—335, Wiesbaden 1953.

Grundwasserchemismus und Speichergestein*)

Von Ernst Becksmann, Heidelberg

Inhalt

Das Grundwasser hält sich mehr oder weniger lange in engstem Kontakt mit den Gesteinen seines Speichers auf. Dabei stellt sich naturgemäß mehr oder weniger rasch ein chemisches Gleichgewicht ein. Als Kronzeuge für die frühzeitige Erkenntnis dieser Tatsache pflegt man Plinius den Älteren zu zitieren. F. Nöring (1951) hat eine brauchbare Aufgliederung chemischer Grundwassertypen gegeben, wie sie sich durch die Vorgänge der Lösung bzw. chemischer Umsetzungen einerseits, bei verschiedenen Gesteinen auf der anderen Seite ergeben. Bei der Ausdeutung hydrochemischer Befunde muß man aber auch bedenken — auch das ist keineswegs neu —, daß bereits das Niederschlagswasser kein chemisch reines Wasser ist und daß auf dem Sickerweg von der Erdoberfläche zur Grundwasseroberfläche noch mannigfache Beeinflussungsmöglichkeiten gegeben sind, die neben dem Speichergestein dem Grundwasserchemismus einen mehr oder weniger deutlichen Stempel aufdrücken können.

Meine Ausführungen beabsichtigen nun nicht, nochmals eine theoretische, systematische Darstellung dieser Zusammenhänge zu geben; sie sollen nur eine Reihe von Beispielen aus meinem nordbadischen Arbeitsgebiet bringen, bei denen die Beziehungen zwischen Hydrochemie und Hydrogeologie zunächst etwas problematisch erschienen, Beispiele jedoch, bei denen die Zusammenhänge bzw. die Lösungen der Probleme vielleicht mehr als nur örtliches Interesse haben dürften.

I. „Zyklisches Salz" im Grundwasser

Dem Analytiker M. Dittrich ist bereits vor mehr als einem halben Jahrhundert bei Untersuchungen von Buntsandstein-Quellwässern der Umgebung von Heidelberg ein auffallend hoher Anteil von Alkalien aufgefallen, und er hat sich allerhand experimentelle Mühe gemacht, um die Kalivormacht im Gestein einerseits und andererseits die Natriumvormacht im Grundwasser zu verstehen (M. Dittrich 1900, 1901). Bei der Auswertung von einigen vollständigeren modernen Analysen von weichen Wässern sowohl aus dem Buntsandstein wie aus Granitgrus stieß Verf., zunächst in Unkenntnis der Arbeiten M. Dittrichs, wie-

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 28. Mai 1954.

derum auf die merkwürdige Erscheinung, daß bei diesen „armen" Wässern d
Anteil der (nicht getrennten) Alkalien sich auf rd. 50 Millivalprozente der K
tionen beläuft und bis auf 60 mval% ansteigen kann. Da es sich um sehr weic
Wässer aus Gesteinen handelt, die weitgehend ausgelaugt sind, lag es zunäch
nahe — das wurde auch ausgesprochen (E. Becksmann 1955) —, in dieser g
wichtsmäßig sehr geringen Menge von Alkalien eine Auswirkung der hydrol
tischen Verwitterung der in diesen Gesteinen enthaltenen Alkalifeldspäte
sehen.

Versucht man jedoch, die Herkunft der Anionen dieser Wässer unter B
behaltung obiger Deutung zu verstehen, dann gerät man beim Chlorid
Schwierigkeiten, dessen Gehalt sich im allgemeinen auf etwa 12 (± 4) mg/l b
läuft. In dieser Größenordnung bewegt sich aber auch bei Wässern ande
Herkunft (etwa Muschelkalk oder Flußkies) der Chloridgehalt, sofern nicht e
dann allerdings gleich nicht unerheblich höherer Cl-Gehalt vom Gestein od
durch menschliche Beeinflussung verständlich wird. Leider sind bei einem erhe
lichen Teil der Analysen die Bestimmungen unvollständig. Meist ist der Sulf
gehalt nicht quantitativ ermittelt, so daß es dann nicht mehr möglich ist, a
der Differenz zwischen Millivalsumme der Anionen und 2,8mal Gesamthä
(= Millival Erdalkalien) die mval Alkalien zu errechnen. Wo das aber bei vo
ständigeren Analysen möglich ist, liegt der Alkaligehalt, sofern im Gestein ke
Kochsalz enthalten ist und menschliche Beeinflussung nicht in Betracht komm
in der Größenordnung um 8 mg/l mit gewissen Schwankungen, die durch d
Genauigkeitsgrad der Analyse sich erklären lassen. In dieser Größenordnu
liegt auch der Alkaligehalt der „armen" Wässer. Diese Gewichtsmengen si
aber nun die einander äquivalenten Mengen, sofern es sich bei den Alkali
vorwiegend um Natrium handelt, was nach den sorgfältigen Bestimmung
M. Dittrichs angenommen werden darf. Es liegt, insoweit nicht besondere ö
liche Verhältnisse in Betracht zu ziehen sind, offensichtlich in weiter Verbreitu
ein um 20 mg/l schwankender Gehalt an NaCl vor, der bei dieser Gleichmäßi
keit nur aus der Atmosphäre stammen kann.

Es ist bekannt, daß in Meeresnähe der Kochsalzgehalt des Regenwasse
sich bis auf z. T. wesentlich mehr als 100 mg/l belaufen kann und landeinwä
verhältnismäßig rasch abnimmt (K. Kalle 1943). Er rührt von den Wasse
tröpfchen her, die der Wind von den Schaumkronen der Wellen entführt. D
Wasser verdunstet, und winzige Salzstäubchen werden schwebend fortgeführ
um bei der Bildung von Wasser- und Regentropfen Kondensationskerne abz
geben. Auf diese Weise gelangt — bei uns bei Westwetterlagen — eine zw
kleine, aber doch nicht ganz zu vernachlässigende Menge „zyklischen Meere
salzes" ziemlich weit ins Binnenland und über den versickernden Teil der Ni
derschläge auch bis ins Grundwasser, um von dort wieder über den oberirdisch
Abfluß ins Meer zurückzufließen, womit sich der Zyklus wieder schließt. Nur a
diese Weise läßt sich die Natriumvormacht, die seinerzeit bei den „arme
Wässern aus dem Buntsandstein wegen ihres so geringen Lösungsgehaltes a
fallen mußte, bei Wässern mit einigen hundert Milligramm/Liter Abdam
rückstand, zumal bei unvollständigen Analysen, aber nicht mehr besonders
die Erscheinung tritt, am besten verstehen. Eine Bestätigung durch Analys
von Regenwasser in unserem Gebiet steht noch aus. Es müßte je nach Wette
lage, also Herkunft der regenbringenden Luftmassen, und natürlich auch r
gional mit gewissen Schwankungen des Salzgehaltes im Regenwasser gerechn
werden.

II. Hydrochemische Bedeutung des Bodenprofils

Die laufenden chemischen Untersuchungen des Pforzheimer Versorgungswassers zeigten merkwürdige Unterschiede und Schwankungen des Nitratgehaltes. Ein Teil der Fassungen wies stets kaum mehr als Spuren auf; bei anderen Fassungen dagegen stieg er in gewissem Rhythmus nicht selten bis über den Grenzwert von 50 mg/l, oberhalb dessen NO_3 herkömmlicherweise meist als Verunreinigungsindikator betrachtet zu werden pflegt. In der durch die große Typhus-Epidemie des Jahres 1919 schwer geprüften Stadt mußten diese Feststellungen alarmierend wirken. F. Röhrer hat sich eingehend mit diesem Problem befaßt und konnte in einer viel zu wenig beachteten Untersuchung (F. Röhrer 1933) zeigen, daß die bodenbiologischen Verhältnisse und Unterschiede die Erklärung geben. Aus Einzugsgebieten mit podsolierten Böden stammen die Wässer, die höchstens Spuren von Nitrat bringen. Auf den braunen Waldböden jener Einzugsgebiete, die Grundwasser mit höheren und schwankenden Nitratgehalten liefern, fanden sich dagegen in den Vegetationsbeständen nitratanzeigende Pflanzen. In den jahreszeitlichen Schwankungen des Nitratgehalts kommt der Lebens- und Produktionsrhythmus der nitrifizierenden Bakterien, verzögert um die Fließzeit vom Einzugsgebiet bis zu den Wasserfassungen, zum Ausdruck.

Diesem ausgezeichneten Beispiel des Einflusses des Bodens und seiner Lebewelt auf den Grundwasserchemismus sei ein anderes, mindestens als Fragestellung, an die Seite gestellt.

Bei der ständigen vergleichenden Durchsicht aller einkommenden Grundwasseranalysen des Arbeitsgebietes zeigte sich ein statistischer Unterschied in der Gesamt- und Karbonathärte der karbonatischen Wässer einmal aus Kalkgesteinen (insbesondere Muschelkalk) und zum anderen aus den an Kalkgeröllen doch recht reichen Kiessanden der nordbadischen Rheinebene. Vielfach, nicht immer, aber doch in der Mehrzahl der Fälle, liegt bei den Grundwässern des Rheingrabens die Karbonathärte etwas tiefer als bei Muschelkalkwässern. In beiden Gruppen von Fällen handelt es sich durchgängig um Gleichgewichtswässer; es ist keine aggressive Kohlensäure vorhanden. Die gesamte Kohlensäure ist als Hydrogenkarbonat gebunden bzw. wird als „zugehörige" Kohlensäure beansprucht, um das Lösungsgleichgewicht zu halten. Zwangsläufig drückt sich der Unterschied in der Karbonathärte auch im Gesamtgehalt an Kohlensäure aus, da die Summe des Gehalts an gebundener und zugehöriger freier Kohlensäure in einem bestimmten, wenn auch nicht linearen Verhältnis zur Karbonathärte steht. Aus einer sehr großen Zahl von Analysen beider Gruppen von Wässern wurden die Schwergewichte und (in der folgenden Tabelle in Klammern angegeben) Grenzwerte für den Gesamtkohlensäuregehalt und die Karbonathärte ermittelt, die die Art der Unterschiede deutlich machen.

Speichergestein		Gesamtkohlensäure (mg/l)	Karbonathärte (° dH.)
Kies (Rheingraben)		100—150 (70—220)	10—15 (7,5—18,5)
Muschelkalk		140—200 (130—220)	14—19 (13—19)
Buntsandstein	weiche Wässer .	7—40 (5—80)	0,5—2,5 (0,2—7,5)
	harte Wässer . .	150—190 (90—210)	15—18 (8—19)

Aus den beiden ersten Zeilen — die folgenden werden uns weiter unten beschäftigen — geht im Zusammenhang mit der obigen Feststellung, daß es sich um Gleichgewichtswässer ohne aggressive Kohlensäure handelt, klar hervor, daß nicht etwa petrographische Unterschiede Ursache der unterschiedlichen Karbonathärten sein können. Das ist auch bei der Zusammensetzung der Kiessande und der in ihnen gegebenen innigen Berührung des Wassers mit einer wesentlich größeren inneren Oberfläche im Vergleich mit den benetzten Spaltenflächen des Muschelkalks kaum anzunehmen. Entscheidend kann in der Mehrzahl der Fälle nur ein von Haus aus unterschiedlicher Gehalt des dem Grundwasser zusickernden Niederschlagswassers sein.

Nun enthält trockene atmosphärische Luft rd. $^1/_2$ mg/l CO_2, das Regenwasser 1—25 mg/l. Diese Gehalte unterliegen gewissen regionalen und tageszeitlichen Schwankungen. Im ganzen ist die Größenordnung des Kohlensäuregehalts der Luft und des Regenwassers infolge der ständigen Luftbewegung und des dadurch bewirkten Ausgleichs praktisch ungefähr gleich. Unter gar keinen Umständen sind aber Unterschiede von dem Ausmaß möglich, das dem Schwankungsbereich des Gesamtkohlensäuregehaltes der verschiedenen Grundwässer (vgl. Tabelle) entspricht. Andererseits entfällt jede Möglichkeit, daß Kohlensäure durch das Sicker- oder Grundwasser aus dem Gestein freigemacht wird. Es bleibt kein anderer Ausweg, als die Quelle für die unterschiedlichen Kohlensäuregehalte der verschiedenen Grundwässer im Bereich zwischen der Atmosphäre und dem Grundwasser zu suchen, nämlich im Bereich des belebten Bodens.

Im Boden wird durch die Atmung der Wurzeln und der Bodenmikroben dauernd, wenn auch mit gewissen Schwankungen, die durch den jahreszeitlichen Lebensrhythmus bedingt sind, Kohlensäure frei. Es ist als sicher anzunehmen, daß in den verschiedenartigen Böden in Abhängigkeit von den verschiedenen Vegetationsbeständen (Pflanzengemeinschaften) und deren sehr wahrscheinlich nach Menge und Produktionsvolumen unterschiedlichen Bodenmikrobenbeständen auch unterschiedliche Mengen von Kohlensäure bei der „Bodenatmung" frei werden. Man rechnet damit, daß etwa $^1/_3$ der bodenbürtigen Kohlensäure auf Rechnung der Wurzeln kommen und $^2/_3$ von der Mikrolebewelt des Bodens produziert werden. Auf jeden Fall muß der prozentuale Gehalt der Bodenluft an Kohlendioxyd den der atmosphärischen Luft nicht nur generell, sondern auch in wechselndem Ausmaß übersteigen. Die in der Literatur zu findenden Werte der CO_2-Produktion schwanken um mehr als eine Zehnerpotenz, ähnlich wie die Werte des Gesamt-Kohlensäuregehaltes unserer Tabelle. Dementsprechend werden auch die vom durchsickernden Wasser gelösten Mengen in ähnlichen Verhältnissen voneinander abweichen. Was in diesem Zusammenhang wichtig erscheint, ist nicht, daß überhaupt ein gewisser Teil der Kohlensäure des Grundwassers aus dem belebten Boden herzuleiten ist, sondern daß die unterschiedlichen Kohlendioxydmengen im Grundwasser vom Bodentyp und von der Eigenart der den verschiedenen Pflanzenassoziationen eigenen Bodenbakterienflora abhängig sein müssen. So weit ich sehe, betreffen die verschiedentlichen Bestimmungen des Kohlensäuregehaltes der Bodenluft die verschiedenen Bodenarten (Sand, Lehm usw.) bzw. Nutzungsarten (Wald- oder Acker- oder Wiesenboden), nicht jedoch verschiedene Bodentypen und Pflanzenassoziationen, was für unsere Fragestellung wesentlich wäre.

Wenn also derartige Beziehungen bestehen müssen — und unsere Feststellungen und Überlegungen lassen eigentlich keinen Zweifel daran —, dann sind die Grade Karbonathärte eines Wassers kein Maß für den Gehalt eines Gesteins

an Erdalkalikarbonaten, solange es sich um Gleichgewichtswässer ohne aggressive freie Kohlensäure handelt. Die Menge des in einem Grundwasser gelösten Kalzium- bzw. Magnesiumhydrogenkarbonats ist allein abhängig von der Menge Kohlensäure, die das Wasser aus der Luft u n d auf seinem Sickerweg innerhalb des belebten Bodens aufgenommen hat. Es ist nicht so, daß ein Wasser mit nur 10 oder 15° Karbonathärte sich nur noch nicht lange genug im Speichergestein aufgehalten hat, um die größtmögliche Menge — bei pH = 7,0 sind es rd. 20° KH bei einem Gleichgewichtswasser — in sich aufzunehmen. Ist nicht genügend Kohlensäure da, dann kann eben nur so viel Kalk gelöst werden, daß noch die eben erforderliche Menge freier zugehöriger Kohlensäure zur Aufrechterhaltung des Lösungsgleichgewichts verbleibt. Es müßte also möglich sein, daß Wässer aus Kalkstein nur verhältnismäßig geringe Karbonathärte besitzen, dann nämlich, wenn jede Pflanzendecke und jeder Boden im Einzugsgebiet fehlen und das Wasser nur denjenigen Gehalt an Kohlensäure besitzt, den es aus der atmosphärischen Luft mitbringt. L. Gerb (1953, S. 158) führt ein Wasser aus den Kalkalpen an, das nur eine KH von 7,85° besitzt. Es sollte eigentlich noch weichere Wässer aus Kalkgestein geben, wenn bei nacktem Einzugsgebiet ohne Verwitterungsboden praktisch nur die Luftkohlensäure dem einsickernden Wasser zur Kalklösung zur Verfügung steht.

Da also kein anderer Weg bleibt, als den Gesamtkohlensäuregehalt des Grundwassers als Summe von atmosphärischer + bodenbürtiger, d. h. in erster Linie biogener Kohlensäure aufzufassen, ist auch zu erwarten, daß die CO_2-Lieferung durch die „Bodenatmung" entsprechend des jahreszeitlich gebundenen Lebensrhythmus schwankt. Natürlich ist mit einer gewissen Dämpfung innerhalb des Grundwasserspeichers zu rechnen, da sich hier verschieden altes Grundwasser mischt und ein weiterer Ausgleich der Konzentration durch Diffusion erfolgt. Außerdem ist mit einem gewissen Ausgleich zwischen den CO_2-Konzentrationen in der Bodenluft und der atmosphärischen Luft je nach der Durchfeuchtung des Bodens, von der ja dessen Luftdurchlässigkeit sehr abhängig ist, und den Luftdruckschwankungen zu rechnen. Die Schwankungen des CO_2-Gehaltes des Grundwassers spiegeln also den Produktionsrhythmus in örtlich und zeitlich etwas schwankendem Maße wieder. Zum Beispiel zeigen die vom Heidelberger Wasserwerk veranlaßten und seit 1949 in 14tägigen Abständen durchgeführten Bestimmungen der freien Kohlensäure im Wasser der für die Versorgung genützten Buntsandstein-Quellen, daß einem Minimum in den Wintermonaten November bis Februar ein im Durchschnitt dreimal so hohes Maximum in den Sommer- und Herbstmonaten gegenübersteht (15 gegenüber 5 mg/l). Unter anderen Verhältnissen kann die Schwankungsbreite aus den oben erwähnten Gründen geringer sein. Mindestens aber zeigt das Heidelberger Beispiel, daß eine einzige Analyse zu beliebiger Zeit nicht genügt, um etwa die Höchstmenge der aggressiven Kohlensäure zu ermitteln. Die in obenstehender Tabelle verarbeiteten Werte entstammen Analysen aus allen Jahreszeiten. Vielleicht werden die Unterschiede im Gesamtkohlensäuregehalt noch prägnanter, wenn man sich auf Befunde bestimmter Jahreszeiten beschränken würde. Doch dazu ist noch eine Vermehrung der Anzahl der Analysen abzuwarten, bei denen die freie Kohlensäure an Ort und Stelle ermittelt bzw. festgelegt wurde.

Auf jeden Fall bedeutet die Herkunft eines ggf. wesentlichen Teiles der Grundwasser-Kohlensäure aus dem Bodenbereich eine bemerkenswerte Parallele zu der Erkenntnis F. Röhrers über die Herkunft des — nicht auf menschliche Maßnahmen zurückzuführenden — Nitrats aus demselben Bildungsherd.

III. Hydrochemische Hinweise auf die Zusammensetzung des Speichergesteins

Nicht immer entspricht die petrographische Zusammensetzung eines S
chergesteins an der Erdoberfläche der in der Tiefe. Es sei nur an die Gips-
vor allem Salzvorkommen erinnert. Diesen Selbstverständlichkeiten seien
Fälle an die Seite gestellt, bei denen die Verhältnisse in der Tiefe sich erst
den chemischen Befunden erschließen lassen.

A. Eisen-Mangan-Wässer

Vor allem in den jungdiluvialen Ablagerungen des Rheingrabens in N
baden spielt die Frage der Verbreitung höherer Fe- und Mn-Gehalte (G.
LING 1951) eine wasserversorgungstechnisch wichtige Rolle, weil damit einm
Aufwendungen für den Bau einer Aufbereitungsanlage und laufende für d
Betrieb erforderlich werden, die man, sofern es möglich ist, gern verme
möchte. Die immer wieder an den Geologen gestellte Frage, ob in noch
barer Entfernung vielleicht Wässer zu erwarten sind, die nicht aufbereitet
den müssen, erfordert zu ihrer Beantwortung die Klärung der Ursache und
Herkunft dieser Schwermetallgehalte.

Die Bearbeitung des Problems wurde anfänglich dadurch erschwert,
aus den meisten, vor allem älteren Analysen nicht ersichtlich war, ob auf Fe
Mn an Ort und Stelle geprüft worden war oder nicht. Ältere Analysen ohne
sprechende Angaben erwiesen sich meist als unbrauchbar, weil während
Transports von der Entnahmestelle zum Laboratorium das im Wasser ge
zweiwertige Eisen (und Mn) oxydiert und als Ferrihydroxyd ausgefallen
kann. Vor der Analyse wird es als Bodensatz abfiltriert, so daß in nicht wen
Fällen der Befund einen Eisengehalt unter 0,2 mg/l ergab, in Wirklichkeit
bei der Verwendung des Wassers sich ein höherer Eisengehalt störend ben
bar machte und höher als der genannte Grenzwert liegen mußte. Erst seit
auf Grund derartiger Erfahrungen allgemein bereits am Ort der Entnahme s
auf Ferro- und Mangano-Ionen geprüft wird, ist ein verläßliches Material zu
mengekommen.

Anfänglich, solange einwandfrei verwertbare Befunde noch nicht in g
gender Dichte vorlagen, glaubte man, mit einer petrographischen Abhängi
derart rechnen zu dürfen, daß Neckarkiese Wässer mit Fe- und Mn-Geh
unter dem genannten Grenzwert führen, Rheinkiese dagegen sich stets d
höhere Fe- und bzw. oder Mn-Werte auszeichnen, obwohl eine petrographi
Ursache nicht recht einzusehen war.

Mit Vermehrung verläßlicher Analysen wurde jedoch klar, daß Wä
die einer Aufbereitung nicht bedürfen, sich auf die Schwemmkegel der Fl
beschränken, die sich vom Gebirgsrand in und auf die Niederterrasse des Rh
vorschieben. Das bedeutendste Gebiet eisen- und manganfreier Wässer befi
sich im Neckar-Schwemmkegel von Heidelberg bis in den Raum von Mannh
und an den Rhein. Viel weniger ausgedehnt sind die entsprechenden Bere
bei den Schwemmkegeln der Weschnitz (Weinheim), des Leimbaches (Wies
und anderer Bäche. Wo sich jedoch die Neckarablagerungen aus der Zeit se
noch diluvialen Laufes am Odenwald entlang mit der Rhein-Niederterrasse
zahnen und in der Höhenlage ihrer Oberfläche mit dieser übereinstimmen, fi
sich höhere Eisen- und Mangangehalte bis an den Gebirgs-, also Grabenr

Die Oberfläche des Neckar-Schwemmkegels senkt sich von seiner Spitze

Heidelberg bis nach Mannheim von 112 auf 100 m ü. NN, was einem Gefälle von 1,2% entspricht. Auf der Rhein-Niederterrasse zwischen Karlsruhe und Mannheim beläuft sich das Gefälle auf 0,27 ‰ gemäß einem Höhenunterschied von 15 m auf eine Strecke von 55 km. Im Neckar-Schwemmkegel senkt sich die Grundwasseroberfläche von 100 auf rd. 95 m, liegt also bei Heidelberg über 10 m unter der Erdoberfläche. Beide Oberflächen konvergieren flußabwärts. Bei der Rhein-Niederterrasse liegen deren Oberfläche und die des Grundwassers parallel. Das Grundwasser ist auf den Rhein eingestellt. Abgeschnürte Altwässer des Rheins sind wassererfüllt und verlanden. Ehemalige Neckarläufe auf dem Schwemmkegel lagen auch zur Zeit ihrer Entstehung über dem Grundwasser und sind, wenn überhaupt, mit etwas abgeschlämmtem Lehm angefüllt. Abgeschnürte Rhein-Altwässer werden von nährstoffreichem Grundwasser durchzogen. Im gut durchwärmten Wasser bilden sich bei reicher organischer Produktion und starkem Sauerstoffaufbruch in der Tiefe eutrophe Sedimente in reduzierendem Medium, bis die Verlandung vollkommen ist.

Die Fe- und Mn-Wässer des Rheingrabens entsprechen in jeder Weise dem Sonderfall von „reduzierten" Wässern, mit denen sich L. Gerb (1953) eingehend beschäftigt hat. Sie unterschieden sich von der normalen Ausbildung des jeweiligen Typs dadurch, daß ihnen u. a. Sauerstoffunterschuß, meist auch gelöste zweiwertige Fe- und Mn-Ionen, nicht selten ein gewisser Gehalt an Nitrit, Ammonium und Schwefelwasserstoff — normalerweise Anzeichen einer organischen Verschmutzung — und weitere Eigenschaften eigen sind, die L. Gerb im einzelnen anführt.

Es ist ohne weiteres verständlich, daß sich in der Berührung mit sauerstoffzehrenden eutrophen Altwasser-Ablagerungen in der Rheinaue sowie mit den Flachmoor-Ablagerungen vor dem Gebirgsrand das normale Erdalkali-Hydrogenkarbonatwasser in den Sonderfall des Reduktionstyps umbilden muß. Es ist nun aber nicht so, daß die an der Erdoberfläche bzw. dicht unter ihr befindlichen Herde der Sauerstoffzehrung zur Erklärung der Verbreitung der reduzierten Wässer ausreichen. So stieß eine Bohrung beim Pumpwerk Heidelberg-Kirchheim, die zunächst in Neckarkiesen den chemischen Normaltyp antraf, nach Durchstoßen einer stärkeren Lehmeinlagerung auf Rheinkiese, die sich hier im Randbereich des Schwemmkegels mit Neckar-Ablagerungen verzahnen und eisenhaltiges, also reduziertes Grundwasser lieferten. W. Hasemann (1943, 1944) berichtet schon, daß nach der Tiefe zu Fe und Mn nicht etwa abnehmen, sondern nur in ihrem Gehalt schwanken. Das hat sich seither bestätigt und ist so zu deuten, daß in tieferen Bereichen der Rheinablagerungen entweder weitere solche Reduktionsherde vorhanden sind oder aber das Grundwasser innerhalb der diluvialen Rheingraben-Ablagerungen sich nicht in waagerechten Bahnen[1]) bewegt und dadurch einen erheblichen Teil des in den Kiessanden sich vorfindenden Grundwassers mit sauerstoffarmem Wasser durchmischen kann, was bewirkt, daß auch weiter nach unten noch Ferrihydroxyd (Brauneisen), das als ausgeflocktes Kolloid festgelegt war, in die Ferroform umgewandelt und dadurch löslich und beweglich wird. Jedenfalls hat sich in laufend sich vermehrenden Fällen immer wieder gezeigt, daß Fe- und Mn-Wässer sich nur in jenen Bereichen vorfinden, wo die speichernden Kiessande unter dem geringen Gefälle der Niederterrasse und somit unter Verhältnissen abgelagert worden sind, daß abgeschnürte Altwasserläufe im Bereich des Grundwassers lagen und so eutrophe Ablagerungen in ihnen sich bilden konnten.

[1]) Untersuchungen von anderer Seite werden darüber Aufklärung bringen.

Dreiwertiges Eisen färbt das Gestein braun bis gelblich, zweiwertiges dagegen dunkel bis grau. Daß die Bohrproben oberhalb des Grundwassers bräunliche bis gelbliche Farbe haben, ist klar. Unter der Grundwasseroberfläche befindet sich aber noch ein einige Meter mächtiger Bereich, in dem die kiesig-sandigen Ablagerungen immer noch die Färbung des Brauneisens zeigen. Es ist jener Bereich, wo der Sauerstoffgehalt der Bodenluft sekundär zur Ausbildung einer „Oxydationszone" wie bei Lagerstätten sulfidischer Erze geführt hat, in der das reduzierte Wasser in den Normaltyp zurückverwandelt worden ist (E. Becksmann 1954, S. 57). Bei genügend dicht entnommenen Bohrproben läßt sich diese Erscheinung, wie die Bearbeitung zahlreicher Bohrungen durch meine Kollegen J. Bartz und H.-K. Findeisen zeigte, immer wieder feststellen und hydrochemisch bestätigen. Die vorwiegend sandigen Böden ermöglichen offensichtlich in einem gewissen Umfange einen ständigen Austausch zwischen Bodenluft und sauerstoffhaltiger atmosphärischer Luft.

Solange aus Hausbrunnen jeweils nur geringe Wassermengen entnommen wurden, war der Fe- und Mn-Gehalt des Grundwassers kein Problem. Man entnahm ja nur Wasser aus der Oxydationszone, bzw. es war genügend Zeit vorhanden, damit im Brunnenschacht Luftsauerstoff in das im Brunnen stehende Wasser hineindiffundieren konnte. Da einem bewirtschafteten Brunnen das Grundwasser nicht nur aus horizontalen Richtungen, sondern aus einem dreidimensionalen Bereich, also auch von unten her, zuströmt, ist es nicht nur theoretisch möglich, sondern auch eingetreten, daß in der Anfangszeit nur Wasser der Oxydationszone gefördert wurde, das keiner Aufbereitung bedurfte, und dann durch Beizug reduzierten Wassers von unten der Fe- bzw. Mn-Gehalt allmählich immer mehr zunahm. Nur bei sehr geringen Entnahmen aus der einzelnen Wasserfassung ist es möglich, allein die Oxydationszone zu nützen.

Es gibt noch allerhand Einzelfragen, die der Klärung bedürfen. Warum findet sich teilweise Eisen, teilweise aber kein Eisen und nur Mangan im Grundwasser? Lassen sich Gesichtspunkte herausschälen, die es ermöglichen, die unterschiedlichen Gehalte an Fe und Mn in der Horizontalen und auch Vertikalen zu verstehen? Daß in gewissen Bereichen höhere Sulfatgehalte im Grundwasser des Rheingrabens auftreten, kann nicht allein, wie man zunächst annehmen könnte, damit zusammenhängen, daß in den sauerstoffzehrenden Ablagerungen Eisensulfid vorkommt, das oxydiert wurde, denn derartige Wässer finden sich nicht nur beim Reduktionstyp, sondern auch beim Normaltyp unter dem Neckarschwemmkegel. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Gipsgehalt des Keupers und auch, wie gleich zu zeigen sein wird, des Buntsandsteins dafür verantwortlich sind, denn ein erheblicher Teil des Rheingraben-Grundwassers stammt ja aus dem Gebiet östlich der Gebirgsrandverwerfung.

B. Hartes Wasser aus dem Buntsandstein

Als Prototyp des Buntsandstein-Grundwassers gilt das an Sauerstoff gesättigte, an gelöster Substanz arme, eisenfreie, vor allem aber weiche bis sehr weiche Wasser, wie es die Buntsandstein-Quellen zu schütten pflegen. Der größere Teil oder die gesamte Kohlensäure ist aggressiv, da dem Speichergestein der Kalk praktisch fehlt.

In dem Maße, wie der Grundwasservorrat in den hochgelegenen Speichern, die diese Quellen speisen, nicht mehr ausreichte, um den gesteigerten Bedarf zu decken, mußte die Aufgabe in Angriff genommen werden, das tiefere, unter den Vorflutern gelegene Spalten-Grundwasser des Buntsandsteins durch Boh-

rungen zu erschließen. Obwohl die Ergebnisse gelegentlicher früherer Tiefbohrungen in den Buntsandstein i. a. keineswegs ermutigend waren — nur die Bohrungen der Stadt Pforzheim im Enztal unterhalb der Stadt machten eine Ausnahme —, führten spaltentektonische Überlegungen zu einer mindestens örtlich optimistischeren Einstellung, und die Erfolge (z. B. bis zu 40 l/sec bei nur 12 m Absenkung aus dem Mittleren Buntsandstein bei Wertheim) haben die Richtigkeit der für die Projektierung maßgebenden Überlegungen bestätigt.

Die chemische Untersuchung der ersten erbohrten tieferen Grundwässer des Buntsandsteins brachte im ersten Augenblick für manchen eine Überraschung: sie erwiesen sich nicht mehr als weich, sondern als mittelhart bis hart[2]) (vgl. Tab. S. 25). Über Tage braucht man im Buntsandstein keine Salzsäure, denn man hat kaum je Gelegenheit, noch Kalk, richtiger: noch einen Rest von Kalk, im Bindemittel nachzuweisen. Dabei ist allerdings zu bedenken, daß das für unsere Ausbildung dieser Formation gilt, der ja Kalksandsteine und Rogensteine fehlen. Daß aber dem Buntsandstein bzw. mindestens Teilen von ihm der Kalk nicht ursprünglich fehlt, geht für den Kenner seiner petrographischen Zusammensetzung aus dem Auftreten der sog. „Pseudomorphosen" und vor allem der morgensternartigen Scheinkristalle hervor, wie sie in so schöner Ausbildung von R. Strasser (1907) aus unserem Gebiet beschrieben wurden.

Natürlich könnte man daran denken, daß die harten Wässer ihre Härte anderswoher haben, etwa aus dem Muschelkalk. Das ist nur in einem Bruchteil der Fälle möglich, dann nämlich, wenn Verwerfungen eine Verbindungsmöglichkeit zwischen den verschiedenen Grundwasserstockwerken, die voneinander durch undurchlässige Schichten getrennt sind, geschaffen haben.

Sicher gibt es einzelne Abschnitte innerhalb des Buntsandsteins, deren ursprünglicher Kalkgehalt etwas höher war als bei anderen. Darauf dürfte es beruhen, daß das Grundwasser aus dem badischen Chirotheriensandstein (Grenze so_2/so_1) auch oberhalb der Vorfluter etwas härter als anderes Buntsandsteinwasser ist. Bemerkenswert ist, daß Bohrungen im Mittleren Buntsandstein wenig östlich von Wertheim und aufsteigende Quellen im unteren Taubertal oberhalb Wertheim zwischen Gamburg und Bronnbach Wässer mit Gesamthärten bis 23° dH und Karbonathärten bis 16° dH liefern.

Zu erwähnen ist ferner, daß die meisten Buntsandsteinwässer, die mittelhart sind, noch aggressive Kohlensäure führen, also nicht genügend Zeit bzw. Gelegenheit gehabt haben, alle freie Kohlensäure zur Lösung von Kalk zu verwenden. Es ist also der Kalkgehalt im Buntsandstein, zumindest, soweit er von den Spaltenwänden aus greifbar ist, nicht immer hoch genug, um neutrale Gleichgewichtswässer entstehen zu lassen. Außerdem ist das in Betracht zu ziehen, was oben über den Hauptherd der Kohlensäurelieferung ausgeführt wurde. Um höhere Karbonathärten zu erzielen, muß das zusickernde Wasser die entsprechende Kohlensäuremenge mitbringen. Leider läßt sich das Einzugsgebiet der harten Gleichgewichtswässer bei Wertheim und im unteren Taubertal nicht genauer lokalisieren. Der Ausstrich des Mittleren Buntsandsteins an den Talhängen in der Nachbarschaft reicht nicht aus, um die Höhe der Schüttungen auch nur annähernd verständlich zu machen. Der größte Teil muß wohl aus größerer Entfernung kommen und unter undurchlässiger Überdeckung zufließen. Es bereitet aber auch Schwierigkeiten, diese harten Gleichgewichtswässer aus Talschottern mit Kalkgeröllen herzuleiten oder an eine Herkunft aus dem Muschelkalk zu denken. Einstweilen noch muß hier trotz der chemischen Überein-

[2]) Harte Wässer aus dem Buntsandstein sind auch anderwärts bekannt, z. B. in Thüringen (W. Hoppe 1952).

stimmung mit Muschelkalkwässern aus geologischen Gründen eher an örtlich etwas höheren Kalkgehalt im Buntsandstein als an eine Herkunft aus dem Muschelkalk gedacht werden.

Wo die mit der Schichtlagerung nach Süden und Südosten abtauchenden Grundwasserstockwerke letztmalig von Tälern angeschnitten werden, besteht die Möglichkeit, daß das tiefer als der Vorfluter liegende Grundwasser dadurch noch in Bewegung bleibt, daß durch das im Versickerungsgebiet sich aufschichtende regenerierte Grundwasser der hydrostatische Druck noch hinreicht, um eine gewisse aufsteigende Bewegung auch unter dem Niveau des Vorfluters zu veranlassen. Wo aber noch weiter in Richtung des Schichtfallens eine ununterbrochene undurchlässige Überlagerung jede Möglichkeit einer wesentlichen Bewegung des Grundwassers und damit eine Entfernung löslicher Stoffe aus dem Speichergestein unmöglich macht, beginnt die nächsttiefere hydrochemische Zone, in der der leicht lösliche Gips und schließlich das noch leichter lösliche Salz noch erhalten geblieben sind. Es bedarf keiner weiteren Erläuterung, daß diese leicht löslichen Verbindungen sich gegenüber dem Kalk rasch in den Vordergrund schieben.

Ein schönes Beispiel dafür bieten — mit fallender Geländehöhe und im Einfallen der Schichten angeordnet — bei Mosbach (Baden) die Bohrungen Nüstenbachtal 2, 1 und der Schwimmbadbrunnen im Elzbachtal aus Chirotheriensandstein, die auf einer Strecke von gut einem Kilometer liegen. (Die ersten [illegible] Zahlenspalten bringen die Werte in mg/l. Wo SO_4 nicht quantitativ bestimmt wurde, stehen [illegible] die errechneten Werte.

	Cl	SO_4	Ges CO_2	KH	NKH
Bohrg. Nüstenbachtal 2	[illegible]	[illegible]	218.5	18.8	3.8
Bohrg. Nüstenbachtal 1	[illegible]	124.5	203.3	18.9	9,6
Schwimmbadbrunnen	[illegible]	[illegible]	186.2	16.3	17.7

SO_4 ist schon bei der obersten Bohrung viel höher als normal und steigt [illegible] an, während Cl erst bei der dritten Wasserfassung in die Höhe geht. Da der [illegible]gehalt nur zwischen Spuren und 22.0 mg/l sich bewegt, spiegelt die NKH hauptsächlich die Zunahme der äquivalenten Mengen Cl — SO_4 wider. [illegible] nächsttieferen Grundwasserstockwerk, dem Mittleren Buntsandstein, bekommt Cl die Vormacht: hier liegt ein Wasser mit rd. 0.14% Salzgehalt vor, [illegible] Jahrhunderten in einer Saline zeitweise versotten wurde. Im Gebiet des [illegible] kommt man nach Durchbohrung des abdichtenden Röttones [illegible] Bereich der Wasser mit Natriumchlorid-Vormacht oder gar [illegible].

[illegible] chemischen Befunde der im Buntsandstein in den letzten [illegible] Wässer durchsieht, läßt sich gut erkennen, in welchen Be[illegible] Vorflutern noch eine Zirkulation, wenigstens in gewissem [illegible] Grundwasser stattfindet, und wo es sich um ruhendes [illegible] handelt. Jedenfalls zeigen die Buntsandstein[illegible] [illegible]chgelegenen Quellen nach der Tiefe z[illegible] [illegible] Übergang von den mineralarmen, wei[illegible] [illegible] als Prototyp des Buntsandsteinwassers galten, obwohl [illegible] den Mittleren Buntsandstein niedergebrachten Pforz[illegible] [illegible] die Existenz harter Wässer im Buntsandstein unterhal[illegible] [illegible] zu harten, salzhaltigen und Mineral-

w ä s s e r n mit über 1000 mg/l gelöster Substanz. Sie dokumentieren also einmal das Ergebnis der Auslaugung des Gesteins seit dem Beginn der Tiefenerosion, die beim Neckar im Oberpliozän begann und dort in der Hauptsache an der Wende Pliozän—Diluvium bereits vollendet war (E. Becksmann und Wo. Richter 1939), andererseits aber die ursprüngliche Zusammensetzung des Gesteinsbindemittels, die durchaus der von Ablagerungen in einstigen Trockengebieten entspricht. Dabei ist es keineswegs unmöglich, sondern sogar sehr naheliegend, den durch den Wasserchemismus nachgewiesenen, sicher aber nicht großen Steinsalzgehalt als „Zyklisches Salz“ zu deuten, das aus dem Meer der Buntsandsteinzeit, welches ja nach Ausweis der Avicula-Schichten des Mittleren Buntsandsteins zeitweise bis in die Hessische Senke reichte, hereingetragen worden sein kann. Jedenfalls ergibt die Auswertung der chemischen Analysen von Buntsandsteinwässern eine Bereicherung unserer Kenntnis der Zusammensetzung des Speichergesteins in der Tiefe.

IV. Zur übersichtlichen Erfassung der regionalen hydrochemischen Verhältnisse

Die chemischen Befunde der Buntsandsteinwässer sind Anlaß zu einer kurzen Stellungnahme zu den Versuchen, den Grundwasser-Chemismus regional und kartenmäßig darzustellen. Das einfachste Verfahren ist natürlich eine Karte mit den Isolinien der gelösten chemischen Stoffe bzw. Ionen. Eine derartige Darstellung hat sicherlich gewisse Vorzüge, vor allem, wenn es sich um die Verbreitung bestimmter Einzeleigenschaften, z. B. bestimmter Konzentrationsbereiche, handelt, die etwa aufbereitungstechnisch von Belang sind. Aber schon die Darstellung jahreszeitlich schwankender Konzentrationen auf Grund von Analysen, die sich über das ganze Jahr verteilen, würde ein nicht verläßliches Kartenbild geben. Würde man bei Wässern von dem Schwankungsbereich, wie ihn unsere obige Tabelle angibt, Grenzen bei Karbonathärten von 5 und 15° bzw. bei Gesamtgehalten an Kohlensäure von 50 und 150 mg/l ziehen, so werden zusammengehörige Wässer zerrissen. Wer käme vom rein chemischen Gesichtspunkt auf den Gedanken, die Isolinien bei Buntsandsteinwässern so zu ziehen, daß sie etwa der Geländekonfiguration folgen, da ja die an Lösungsinhalt reichen Wässer nur im tieferen Grundwasser sich befinden, die man nur von den Tälern aus erbohren wird? Nur mit Hilfe einer solchen Karte wäre es vielleicht nicht möglich gewesen, die gleitenden Übergänge im Chemismus des Buntsandstein-Wassers zu erkennen.

Eine grundwasserchemische Karte müßte so aufgegliedert sein, daß die ausgeschiedenen Einheiten auch einen sinnvollen räumlichen Zusammenhang ergeben. Das ist wichtig, wenn sie auch Schlüsse auf die Zusammensetzung von noch zu erschließendem Grundwasser erlauben soll. Dann muß auch der Gesichtspunkt der chemischen Beziehungen zum Speichergestein in der Gliederung erscheinen. Das bewältigt jedoch nur eine G l i e d e r u n g n a c h T y p e n, wobei man in Kauf nehmen muß, daß es dabei Typen mit großem Schwankungsbereich, wie unseren B u n t s a n d s t e i n - T y p, gibt, der alle Übergänge vom weichsten Wasser geringsten Lösungsinhaltes (mit nicht unwesentlichem Gehalt an rezentem „zyklischem Salz“) bis zum Mineralwasser aufweist, dessen Wässer nicht nur oberhalb der Vorfluter, sondern örtlich auch unterhalb von diesen, soweit noch Bewegung im tiefen Grundwasser herrscht, noch mehr oder weniger aggressive Kohlensäure führen können, also noch kein Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht aufweisen, und erst im praktisch unbewegten Grundwasser leichter oder

leicht lösliche Salze enthalten. Es lassen sich natürlich noch Untergliederung
einführen und etwa jene Gebiete ausscheiden, wo die tiefere Zone mit echt
Lösungen von Gips und Steinsalz näher an die Erdoberfläche kommt od
Gleichgewichtswässer auftreten. Eine sinnvolle Gliederung der chemischen Ma
nigfaltigkeit erfordert auch, daß die Typen in räumlich größeren Zusamme
hängen erscheinen.

Würde man nach rein chemischen Gesichtspunkten etwa einen Erdalka
Hydrogenkarbonat-Typ ausscheiden, so würden dazu nicht nur die nicht ve
gipsten und nicht versalzenen, also normalen Muschelkalkwässer, gehören, so
dern auch die von ihnen z. T. nicht zu unterscheidenden Gleichgewichtswäss
entsprechender Zusammensetzung des Wertheimer Raumes, die dann auf ein
Karte der rein chemischen Grundwassertypen ein disjunktes Areal einnehme
Sieht man die Dinge in ihren natürlichen Korrelationen, so würde auf die
Weise aus einer zusammenhängenden Reihe mit gleitenden Übergängen d
Konzentrationen ein Intervall herausgeschnitten.

Natürlich hat jeder Versuch einer zweckmäßigen Gliederung eines Ko
plexes gewisse Schwierigkeiten, zumal dann, wenn mehrere Kausalreihen bet
ligt sind. Kommt es nicht nur auf die Verbreitung bestimmter Konzentration
an, die etwa wasserversorgungstechnisch wichtig sind, sondern auf die Erfassu
natürlicher Zusammenhänge, dann ist nur eine typologische Gliederung sin
voll, die die Zusammenhänge vor allem mit dem Chemismus des Speichergestei
nicht zerreißt. Eine Unterteilung könnte dann nach chemischen Gesichtspunkt
erfolgen. So wäre eine natürliche Grenze z. B. dort gegeben, wo im Geste
noch erhaltene leicht lösliche Salze, wie Gips und Steinsalz, einen raschen Üb
gang vom Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Untertyp zum salinaren Untertyp b
wirken. Schwieriger ist schon die Grenzziehung zwischen den weichen und d
harten Buntsandsteinwässern. Wenn auch die obenstehende Tabelle eine schwe
punktsmäßige Abtrennung ohne weiteres nahelegt, so dürfte aus chemisch
Gründen doch ein gleitender Übergang vorhanden sein. Daß ein Sprung auftri
ist vielleicht die Folge von Unterschieden in der Kohlensäureproduktion der hi
vorliegenden Bodentypen und ihrer Lebewelt.

V. Zusammenfassung der Ergebnisse

1. Bei nordbadischen Grundwässern, die weder durch Düngung noch dur
Steinsalz im Speichergestein beeinflußt sein können, tritt ein NaCl-Gehalt in d
Größenordnung von rd. 20 mg/l auf, der am ehesten durch „zyklisches Salz
das die Niederschläge mitbringen, erklärt werden kann.

2. Sehr beachtliche Unterschiede in den Gesamtgehalten an Kohlensäu
müssen durch unterschiedliche Produktion an bodenbürtiger Kohlensäure in d
verschiedenen Bodentypen verursacht sein.

3. Reduzierte Wässer mit höheren Fe- und bzw. oder Mn-Gehalten find
sich dort, wo in Altwässern usw. heute und früher die Bildungsmöglichkeit v
organischen eutrophen Sedimenten möglich war, die dem Grundwasser Sau
stoff entziehen. In jenen Gebieten (z. B. Neckar-Schwemmkegel), wo die Grun
wasseroberfläche tiefer als die Flußbetten lag und liegt, tritt nur der an Sau
stoff gesättigte Normaltyp auf. Der Sauerstoff der Bodenluft bzw. des Sick
wassers führt durch Reoxydation reduzierten Grundwassers zur Ausbildung ein
Oxydationszone von mehreren Metern Mächtigkeit.

4. Die Buntsandstein-Wässer, die durchgängig mit Sauerstoff gesättigt sin
bilden eine durchlaufende Konzentrationsreihe von sehr weichen, aggressiv

Wässern mit geringem Lösungsinhalt über Erdalkali-Hydrogenkarbonat-Wässern, deren Aggressivität mit zunehmender Karbonathärte zurücktritt und schließlich bei Gleichgewichtswässern von der Zusammensetzung der Muschelkalk-Wässer verschwindet, zu gips- und dann salzhaltigen Wässern und endet bei richtigen Mineralwässern entsprechender Konzentrationshöhe. In dieser Reihe spiegelt sich die erdgeschichtlich datierbare Gesteinsauslaugung oberhalb und in gewissem Maße örtlich auch noch unterhalb der Vorfluter. Der Chemismus des ruhenden tiefen Grundwassers entspricht der primären Beschaffenheit des Sediments.

5. Für die Erfassung der Zusammenhänge ist nur eine natürliche Gliederung nach Typen, bei denen Grundwasserchemismus und Art des Speichergesteins gleichzeitig zu berücksichtigen sind, sinnvoll.

Schriften

BECKSMANN, E. (1954): Grundwasserkunde. In: E. BIESKE: Brunnenbau. Seit Jan. 1954 als Beilagebogen der Zeitschrift „Bohrtechnik — Brunnenbau".

— Grundwasserchemismus und Bildungsmilieu des Buntsandsteins. — Z. Dtsch. Geol. Ges. **105**, 1955.

BECKSMANN, E., & RICHTER, Wo.: Die ehemalige Neckarschlinge am Ohrsberg bei Eberbach. — Sitz.-Ber. Heidelberger Ak. Wiss., Math.-Natw. Kl. 1939.

DITTRICH, M.: Die Quellen des Neckarthales bei Heidelberg in geologischer und chemischer Beziehung. — Mitt. Bad. Geol. Landesanst. **4**, 1, 1900.

— Über die chemischen Beziehungen zwischen Quellwässern und ihren Ursprungsgesteinen. — Mitt. Bad. Geol. Landesanst. **4**, 2, 1901.

EBELING, G.: Grundwasseruntersuchungen aus dem Gebiete von Karlsruhe im Hinblick auf zentrale Wasserversorgungen. — Vom Wasser **18**, 1950/51.

GERB, L.: „Reduzierte" Wässer. Beitrag zu einer Typologie bayerischer Grundwässer. — Gas- und Wasserfach **94**, 1953.

HASEMANN, W.: Geologie und Grundwasserversorgung in Baden und im Elsaß. — Jb. Reichsamt f. Bodenforsch. f. 1942, **63**, Berlin 1943.

— Die Bedeutung der oberrheinischen Tiefebene für die Wasserversorgung. — Abh. Reichsamt f. Bodenforsch. N. F. **209**, Berlin 1944.

HOPPE, W.: Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung in Thüringen. — Jena 1952.

KALLE, K.: Der Stoffhaushalt des Meeres. — Probleme der kosmischen Physik **23**, Leipzig 1943.

NÖRING, F.: Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zu Oberfläche und Untergrund. — Z. Dtsch. Geol. Ges. **102** (1950), 1951.

RÖHRER, F.: Über ein neues, im Buntsandstein erbohrtes Mineralwasser und die Bedeutung solcher Wässer für die Paläogeographie des Buntsandsteins. — Bad. Geol. Abh. **1**, 1930.

— Über den Nitratgehalt der Tiefenwässer. — Geol. Rdsch. **33 a**, 1933.

STRASSER, R.: Über Scheinkristalle aus dem Buntsandstein bei Heidelberg. — Verh. Naturhist.-Mediz. Ver. Heidelberg **8**, 3, 1907.

Über die Bedeutung des Bodens für die Ergänzung der Grundwasservorräte*)

Mit 1 Abbildung

Von HEINRICH ZAKOSEK, Wiesbaden

a) Einleitung

Bekanntlich werden unsere stark beanspruchten Grundwasservorräte hau[
sächlich durch das Niederschlagswasser wieder ± aufgefüllt. Das Wasser ka
aber den Grundwasserspiegel nicht erreichen, ohne den Boden zu passiere
Daher ist eine Betrachtung der Wasserführung der Böden wichtig.

Bestimmte Merkmale des Bodenprofils (z. B. Horizontbildung, Strukt
Durchwurzelung) lassen gewisse Rückschlüsse auf den Wasserhaushalt ein
Bodens zu, wie auf der Frühjahrstagung der Dtsch. Geol. Ges. an Hand einig
Buntdiapositive dargelegt werden konnte. Einen besseren Anhalt liefern jedo
chemische und physikalische Untersuchungen an g e w a c h s e n e n Böden.

Von zahlreichen untersuchten Böden (ZAKOSEK 1952; SCHÖNHALS 1954) a
den verschiedensten geologischen Ausgangssteinen und Bodenarten und b
unterschiedlicher Nutzung seien hier einige Ergebnisse mitgeteilt. Zur Bespr
chung kommen Bodentypen, die als Klimaxbildung in Deutschland verbreit
sind und die außerdem infolge der z. T. sehr engräumig wechselnden Bode
bildungsbedingungen mitunter in kleinen Bezirken vergesellschaftet auftrete
Um Vergleiche zu ermöglichen, sollen hier nur Bodentypen aus Löß bei äh
licher Ackernutzung berücksichtigt werden.

b) Die untersuchten Böden und die Ergebnisse

In der Abbildung sind 6 Bodentypen aus Löß nebeneinandergestellt. Die Durchlässi
keit, das Porenvolumen und die Basensättigung jedes Types gehen aus den Kurven herv

Auf der Ordinate ist die Tiefe der Böden in cm angegeben. Die physikalischen Eige
schaften der Böden definierte der Verfasser mit der Durchlässigkeitsziffer (k_f cm/s bzw. Mi
lionen k_f cm/s) und mit dem Porenvolumen in %. Beide Werte wurden an u n g e s t ö r t e
Böden ermittelt. Die Messung der Durchlässigkeit erfolgte mit den in der Hann. Versuch
anstalt für Grund- und Wasserbau entwickelten Apparaturen und mit dem von Prof. Dr. N
SCHIRMER, Bonn, veränderten Terzaghi-Apparat (vgl. ZAKOSEK 1952). Nach der Formel v
DARCY (1856) rechnete der Verfasser die Meßergebnisse auf die Kennziffer k_f cm/s um. I
jedem Bodenhorizont wurden, je nach Streuung, 5—10 Parallelbestimmungen vorgenomme
Der mittlere k_f- bzw. Millionen-k_f-Wert cm/s ist logarithmisch dargestellt. Aus denselbe
etwa 500 cm großen Stechzylinderproben, die zur Ermittlung der Durchlässigkeit diente
wurde das Porenvolumen nach der Formel $p = (1 - \frac{rt}{S})\ 100$ errechnet (THUN & HERMAN
1949), und die Mittelwerte des Porenvolumens sind dargestellt [1]).

Zur Charakterisierung des chemischen Zustandes wurde der V-Wert benutzt [2]).

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesel
schaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

[1]) Angeregt wurden die physikalischen Untersuchungen von Herrn Prof. Dr. Dr. MÜCKE
HAUSEN, der dem Verfasser auch die Durchführung ermöglichte. Für die große Unterstützu
und zahlreichen Ratschläge möchte ich Herrn Prof. Dr. Dr. MÜCKENHAUSEN herzlich danken.

[2]) Über die Bestimmung des V-Wertes, über seine Anwendung bei der Einstufung v
Böden und über zahlreiche diesbezügliche Untersuchungen vgl. SCHÖNHALS 1954.

Abb. 1. Physikalische und chemische Analysendaten von 6 Bodentypen aus Löß.

Die Kurven haben bei allen Bodentypen in der Tendenz den gleichen Verlauf. Sie spiegeln somit deutlich die engen Beziehungen wider, die zwischen den chemischen und physikalischen Eigenschaften eines Bodens bestehen. Außerdem ist jeder Bodenhorizont deutlich zu erkennen und chemisch und physikalisch jeweils als eine selbständige Einheit im Gesamtboden aufzufassen.

Die Schwarzerde hat im gesamten Profil eine volle Basensättigung. Das Porenvolumen ist groß ($A_1 = 52\%$, $A_2 = 48\%$). Der Durchlässigkeitswert im Oberboden schwankt zwischen 32 000 (A_1) und 10 000 (A_2) Mill. k_f cm/s. Die Durchlässigkeit dieser Schwarzerde liegt in einer Größenordnung, wie sie von feineren Sanden bekannt ist. Mithin können in dieser Schwarzerde bei völlig wassererfülltem Porenraum und einem Gefälle von I = 1 pro Tag etwa 8—9 m Wasser versickern.

In der Braunerde hoher Sättigung liegt der V-Wert im Oberboden bei 75 und im Unterboden bei 85%. Das Porenvolumen ist etwas geringer [A = 51%, (B) = 47%]. Der (B)-Horizont ist um rund 30% weniger durchlässig als der dichteste Horizont (A_2) der Schwarzerde. Eine ähnliche Abnahme der Durchlässigkeit der entsprechenden Horizonte bei denselben Bodentypen fand auch Ostendorff (1953) nach einer ganz anderen Methode.

Die Basenverarmung ist in der Braunerde hoher bis mittlerer Sättigung noch weiter fortgeschritten (V-Werte von 65—75%). Das Porenvolumen im (B)-Horizont ist mit 46% ebenfalls kleiner, und die Durchlässigkeitsziffer geht im (B)-Horizont auf etwa 5000 Mill. k_f cm/s zurück. Die Durchlässigkeit im Unterboden ist demnach nur noch halb so groß wie im A_2-Horizont der Schwarzerde.

Die Analysendaten dieser 3 Böden zeigen deutlich, daß mit der Basenverarmung eine beträchtliche Gefügeverschlechterung Hand in Hand geht. Da das Porenvolumen nur unbedeutend zurückgeht, scheint es vor allem die Art der Hohlraumverteilung (Verkleinerung der Durchflußquerschnitte) zu sein, die mit zunehmender Entbasung offenbar immer ungünstiger wird. Die Schwarzerde und die beiden untersuchten Braunerden können, wenn der Durchfeuchtungsgrad die Wasserkapazität übersteigt, fast das gesamte Sickerwasser an den Untergrund (C-Horizont) abgeben. Eine solförmige Wanderung von Boden- und Humusstoffen in den C-Horizont tritt dabei kaum auf, weil die Ton- und Humuskolloide noch weitgehend mit Basen gesättigt sind. Das Sickerwasser vermag nur einen Teil der Kationen vom Komplex zu lösen und in den Untergrund abzuführen. Es ist daher fast frei von Ton- und Humusbestandteilen und besitzt meist eine neutrale bis alkalische Reaktion.

Die V-Werte des Pseudogleyes deuten eine Oberbodenverarmung ($Ag_1 = 20\%$) und eine Anreicherung im Unterboden (42%) an[3]). Das Porenvolumen (im $g_2 = 41\%$) zeigt ebenfalls eine beträchtliche Verdichtung des Unterbodens an. Die Durchlässigkeit geht im g_2-Horizont auf etwa 30 Mill. k_f cm/s zurück. Der Unterboden dieses staunassen Bodens ist demnach rd. 300—1000mal so dicht wie der A-Horizont der Schwarzerde.

Dieselbe Tendenz, aber in noch stärkerem Maße, zeigt der Verlauf der Kurven beim Podsol. Die Stoffverlagerung aus dem Oberboden (A_2/A_3-Horizont) in den Unterboden (B-Horizont) geht aus allen drei Kurven hervor. Das Porenvolumen mit 39% und der Durchlässigkeitsgrad mit 3 Mill. k_f cm/s sind

[3]) Der V-Wert im g_2-Horizont des Pseudogleyes ist für diesen meist verarmten Bodentyp hoch. Die verhältnismäßig wenigen Basen dieses Bodens werden durch den stark stauenden Unterboden im vertikalen Abzug gehemmt und so kommt es zu einer Basenanreicherung auf und im Staukörper.

hier am kleinsten. Der verdichtete B-Horizont ist rd. 3000—10 000mal weniger durchlässig als der Oberboden der Schwarzerde. Auf diesem Boden geht das Versickerungsvermögen selbst bei völlig wassererfülltem Porenraum und bei einem Gefälle von $I = 1$ auf wenige mm pro Tag zurück. Die t a t s ä c h l i c h e Sickergeschwindigkeit dürfte jedoch noch geringer sein und nur Bruchteile von mm pro Tag betragen.

Der Pseudogley und der Podsol auf bindigeren Substraten sind Bodentypen mit einem verhältnismäßig undurchlässigen Unterboden. Ihre regionale Verbreitung ist jedoch an Gebiete mit hohen Niederschlägen (Regenfaktoren > 60) gebunden, darum geben auch sie vermutlich kleinere Mengen Sickerwasser an den Untergrund ab. Da basenarme und entbaste Substrate bevorzugte Bildungsstätten dieser Böden sind, ist ihr Sickerwasser auch reich an H-Ionen und organischen Säuren. Das Sickerwasser dieser Bodentypen ist offenbar nicht nur sehr sauer, sondern führt außerdem niedrigmolekulare Huminsäuren und azidoide und basoide Tonspaltungsprodukte in den Untergrund ab.

Bei dem r e g r e s s i v e n P o d s o l handelt es sich um einen ehemaligen Podsol, der durch Kulturmaßnahmen (Gesundungskalkung, Humuszufuhr, Anbau von Tiefwurzlern usw.) verbessert wurde. Die künstliche Basenanreicherung ist in den V-Werten deutlich zu erkennen. Die Pflanzenwurzeln und die Bodentiere haben den Unterboden gründlich aufgeschlossen. Das Porenvolumen (46% im B) und die Durchlässigkeit (1000 Mill. k_f m/s im B) sind durch diese Maßnahmen und durch die dadurch ausgelöste biologische Tätigkeit wieder den Braunerden ähnlich geworden.

c) Zusammenfassung und Schlußbetrachtung

1. Im Boden wird das aus den Niederschlägen stammende Wasser chemisch verändert und in unterschiedlichem Maße zurückgehalten.

2. Die Abgabe von Sickerwasser an den Untergrund und seine chemische Beschaffenheit sind neben der Niederschlagshöhe und -verteilung maßgeblich von dem Entwicklungszustand des Bodens (Bodentyp, Subtyp usw.) abhängig.

3. Die Bedeutung des Bodens für die Ergänzung der Grundwasservorräte ist um so größer, je näher der Grundwasserspiegel unter dem Boden steht und je durchlässiger und chemisch indifferenter die zwischen dem Boden und der Grundwasseroberfläche liegende geologische Schicht ist. Liegt z. B. einer der besprochenen Böden auf einem mehrere Meter mächtigen primären Löß, so ist der Einfluß des Bodens unbedeutend, weil der Löß mit einer Durchlässigkeit von 100—10 Mill. k_f cm/s und einer Wasserkapazität von 250—300 mm pro Meter kaum Sickerwasser an den tieferen Untergrund abgibt. Noch ungünstiger gestaltet sich die Wasserabgabe an den Untergrund, wenn unter den genannten Bodentypen ein Ton oder Mergel folgt, die mit einer Durchlässigkeit von $< 10^{-7}$ bis 10^{-8} k_f cm/s praktisch völlig undurchlässig sind. Besteht der Untergrund jedoch aus hochdurchlässigen Gesteinen, wie z. B. aus Terrassenmaterial, Basalten, Porphyren mit k_f-Werten zwischen 10^{-0} bis 10^{-3} cm/s, so kommt dem Boden eine erhebliche Bedeutung zu.

4. Da für die Durchlässigkeit des Bodens der dichteste Horizont maßgebend ist, genügt es, wenn neben der Wasserkapazität des gesamten Bodens dessen Stauvermögen ermittelt wird. Im allgemeinen ist der Unterboden am dichtesten, doch können Pflugsohlen, Kulturartenunterschiede auf gleichem Bodentyp, Bodenverschlämmungen usw. mitunter auch Anlaß zu einer Wasseransammlung auf der Oberfläche geben (vgl. u. a. Burger 1922; Krauss 1939; Zakosek 1952; Ostendorff 1953).

5. Die stark stauenden und chemisch ungünstigen Sickerwasser liefernd Böden (z. B. Pseudogleye und Podsole) sind im allgemeinen in Gebieten n hoher Durchfeuchtung verbreitet. Sie lassen sich aber in absehbaren Zeiträum durch Meliorations- und Bearbeitungsmaßnahmen verbessern. Diese Tatsache sowohl für die Bodenkultur als auch für die Grundwassererneuerung von Bede tung (vgl. Mückenhausen 1950; Zakosek 1952 und 1954).

Schriften

Burger, H.: Physikalische Eigenschaften der Wald- und Freilandböden. — Mitt. schwe Zentralanst. forstl. Verw., **13**, Zürich 1922.

Darcy, H.: Fontaines publiques de la ville de Dijon. — Paris 1856. Ref. von C. Luedecke i „Der Kulturtechniker" (1913).

Krauss, G., Härtel, F., Müller, K., Gärtner, G., & Schanz, H.: Standortsgemäße Dur führung der Abkehr von der Fichtenwirtschaft im nordwestsächsischen Niederland. — Th Forstl. Jb. **90**, S. 481—716, Berlin 1939.

Mückenhausen, E.: Über gleiartige Böden im Rheinland. — Z. Pflanzenern., Düngg., Boden **50**, S. 113—134, 1950.

Ostendorff, E.: Der Wasserhaushalt des Bodens in Abhängigkeit vom Boden, Bewuchs u Kultur. — Z. Pflanzenern., Düngg., Bodenk., **60**, S. 279—281. 1953.

Schönhals, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. — Abh. Hess. L.-A. Bodenforsch., S. 1—288, 25 Abb., 60 Tab., 15 Taf., Wiesbaden 1954.

Thun, R. & Hermann, R.: Methodenbuch 1, S. 37, Hamburg 1949.

Zakosek, H.: Über die Deutung des Profilgepräges gleiartiger Böden. — Diss. Bonn 1952.

— Über Pseudogleye in der Rheinpfalz. — Notizbl. Hess. L.-A. f. Bodenforsch., **82**, S. 258—2 Wiesbaden 1954.

Lysimetermessungen und andere gewässerkundliche Verfahren zur Ermittlung der Grundwassererneuerung*)

Mit 4 Abbildungen

Von W. Friedrich, Koblenz

Die Sorgen um ausreichendes Wasser haben bereits vor dem letzten Krieg dazu geführt, daß sich die maßgebenden Stellen mit wasserwirtschaftlichen Generalplanungen befaßten und daß Wasserwirtschaftsstellen eingerichtet wurden. Diese letzteren hatten zum Unterschied von den Wasserwirtschaftsämtern, Wasserbauämtern und anderen Dienststellen der Wasser- und Kulturbauverwaltungen keinerlei Bauaufgaben. Ihre Aufgabe bestand vielmehr darin, jeweils für ein in sich geschlossenes Einzugsgebiet ohne Rücksicht auf Verwaltungsgrenzen die Grundlagen für eine Wasserwirtschaft auf lange Sicht zu schaffen und Rahmenpläne für die planmäßige Bewirtschaftung des Wassers aufzustellen. Zu den zu schaffenden Grundlagen gehörte eine genaue Bestandsaufnahme sowohl des Dberflächenwassers als auch des Grundwassers. Da das Wasser sich bekanntlich von den sonstigen Bodenschätzen dadurch unterscheidet, daß seine Menge lauernden Schwankungen unterworfen ist, so waren bei der Bestandsaufnahme ıußer den durchschnittlichen auch noch die extremen Verhältnisse zu erfassen. Durch den Krieg und die Nachkriegsverhältnisse sind die Wasserwirtschaftstellen mit wenigen Ausnahmen verschwunden, und damit hat auch die staatliche enkung der wasserwirtschaftlichen Generalplanung praktisch aufgehört.

Die Häufung von trockenen Jahren sowie die höheren Ansprüche an das Wasser, sowohl hinsichtlich der Menge als auch der Güte, haben gezeigt, daß ne planmäßige Bewirtschaftung des Wassers heute notwendiger als je ist. Um ie Entwicklung voranzutreiben, haben sich eine Reihe von Fachleuten in dem rbeitskreis für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung zusammengeschlossen, der als seine Aufgabe ansieht, die Grundlagen für die Rahmenplanung zu erarbeiten. Einer der Ausschüsse dieses Arbeitskreises beschäftigt sich mit der Frage, ob es möglich ist, aus den Ganglinien der täglichen Abflüsse der natürlichen Wasserläufe den Anteil zu ermitteln, den das Grundwasser zum Abfluß der Wasserläufe beiträgt. Da der Abfluß an vielen Stellen laufend gemessen wird, ürde sich, wenn der Weg sich als gangbar erweisen sollte, der Grundwasserabfluß vieler Einzugsgebiete ermitteln lassen.

Dem Verfahren liegt folgender Gedankengang zugrunde: Nach dem Aufhören größerer Niederschläge nimmt die Wasserführung zunächst schneller und dann immer langsamer ab. Dieses Verhalten kommt in dem Verlauf der Trockenwetterabflußlinien zum Ausdruck (Abb. 1). Als Beispiel möge die aus 20jährigen Beobachtungen abgeleitete mittlere Trockenwetterabflußlinie für die obere Ems m Pegel Rheine dienen. Zunächst läuft der oberirdische Abfluß und das in den einzelnen Wasserläufen bis zu den kleinsten Verästelungen des Gewässernetzes gespeicherte Wasser ab, und zwar vollzieht sich dieser Vorgang verhält-

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

nismäßig schnell. Es folgt dann das Flußwasser, das bei ansteigenden ständen vorübergehend ins Grundwasser eingetreten ist, sowie das v gehend am Austritt gehinderte Grundwasser. In dem unteren flachen Trockenwetterabflußlinie kommt schließlich der erheblich langsamere des ungestörten Grundwassers zum Ausdruck.

Der Verlauf der Trockenwetterabflußlinien ist natürlich für jede St Fluß und an den verschiedenen Flüssen verschieden und in erster Linie a von dem Rückhaltevermögen der Einzugsgebiete und der Größe der S aus denen der Grundwasserabfluß gespeist wird.

Trotzdem in Deutschland im Durchschnitt an etwa 160—200 von 365 des Jahres Niederschlag fällt, kommt es im Ablauf fast jeden einzelner

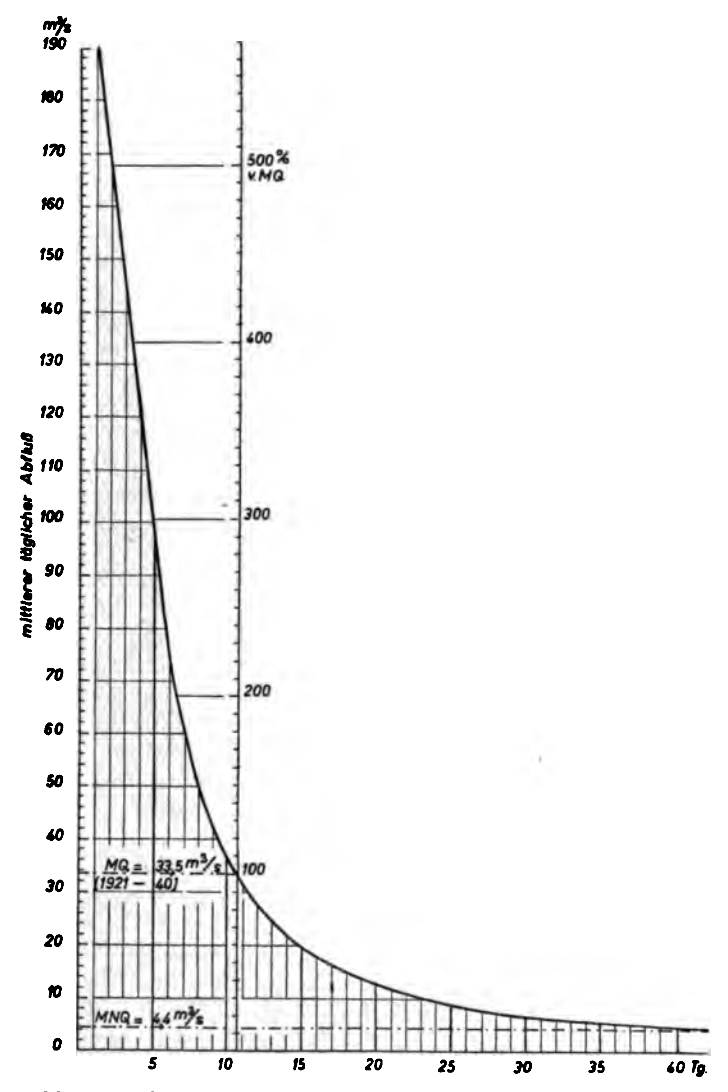


Abb. 1. Trockenwetterabflußlinie für die obere Ems (Pegel Rheine) für den Zeitraum 1921—1940

zu wiederholten Malen vor, daß an 6 und mehr aufeinanderfolgenden Tagen kein Niederschlag fällt. Und zwar kommen solche Folgen von niederschlagsfreien Tagen in allen Jahreszeiten vor. Es lassen sich mithin in den Abflußganglinien immer Teilstücke feststellen, wo der Oberflächenabfluß die Meßstelle bereits passiert hat und der Abfluß nur aus dem Grundwasser stammen kann. Verbindet man diese Teilstücke zu einem geschlossenen Linienzug, wobei zu berücksichtigen ist, daß die Änderungen des Grundwasserabflusses außerordentlich langsam vor sich gehen und dieser Linienzug also keine starken Krümmungen oder Sprünge aufweisen kann, so erhält man eine Ganglinie des Grundwasserabflusses und damit auch die gesamte in einem bestimmten Zeitraum, etwa einem Jahr, aus dem Grundwasser abgeflossene Wassermasse (Abb. 2). Schwierigkeiten bereitet die Festlegung dieser Linie nur zu gewissen Zeiten, vorwiegend im Winter, wenn auf eine Anschwellung im Fluß eine zweite folgt, bevor der Oberflächenabfluß der ersten ganz abgeklungen ist. Aber auch diese Schwierigkeiten dürfen nach neueren Arbeiten von SCHROEDER und von NATERMANN als überwunden anzusehen sein, so daß der Ermittlung des Grundwasserabflusses nichts mehr im Wege steht.

Liegt nun in einem Einzugsgebiet, für das die Ganglinie des Grundwasserabflusses nach dem vorstehend beschriebenen Verfahren ermittelt wurde, die Grundwasseroberfläche am Beginn und am Ende eines Zeitabschnitts in gleicher Höhe, was aus den Grundwasserbeobachtungen zu erkennen ist, so muß sich in diesem Zeitraum ebenso viel Grundwasser neu gebildet haben, wie abgeflossen ist. Der Grundwasserabfluß im Vorfluter wird also benutzt zur Ermittlung der Grundwassererneuerung. Nach diesem Verfahren hat SCHROEDER die durchschnittliche Grundwassererneuerung des oberen Emsgebietes bis zum Pegel

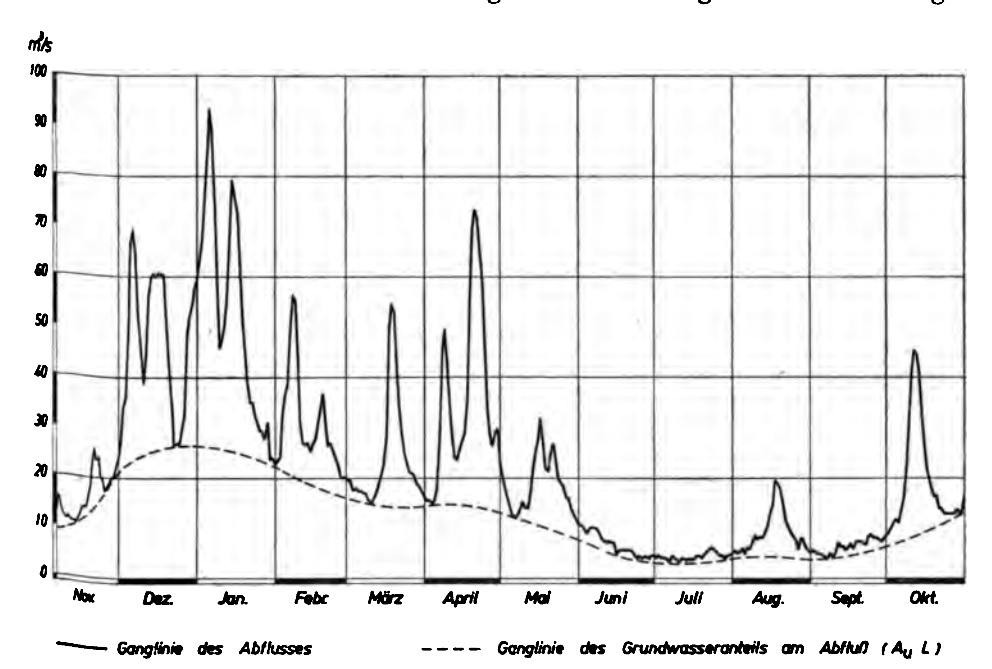


Abb. 2. Ganglinie des Abflusses und des Grundwasseranteils für die obere Ems (Pegel Rheine), Abflußjahr 1930

Rheine (3700 km²) zu 3 l/s km² ermittelt. Auf dem Wege über die verschieden Durchlässigkeit läßt sich übrigens dann aus dem Flächenmittelwert auch ei Urteil über die Grundwassererneuerung der Teilgebiete gewinnen.

Mit dem hydrologischen Verfahren, das Flächenmittelwerte und zeitlich Durchschnittswerte ergibt, lassen sich leider viele Fragen, wie z. B. nach der Einfluß von Witterung, Bewuchs und Bodenart auf die Grundwassererneuerung nicht lösen. Diesen und anderen Problemen ist nur durch Lysimetermessunge beizukommen. Unter Lysimetern werden Behälter verstanden, die den zu unter suchenden Boden enthalten und die dem Zweck dienen, die Wasserbilanz de Bodens zahlenmäßig festzustellen. Die Lysimeter haben die verschiedenste Größen, sie können wägbar oder nicht wägbar sein und werden aus Holz, Eise oder Beton gebaut.

Die mit Lysimetern gefundenen Werte werden nur dann ein richtiges Bil der Verdunstung und des Sickerwassers und damit der Grundwasserspeisun geben, wenn es gelingt, die Versuchsbedingungen an die natürlichen Bedir gungen anzupassen. Insbesondere muß die Oberfläche des Versuchserdkörpe in gleichem Maße den Witterungsbedingungen ausgesetzt sein wie beim natür lichen Boden. Das bedeutet, daß die Lysimeterkästen so in den Erdboden eir gelassen werden müssen, daß die Versuchsoberfläche mit dem umgebenden Ge lände in gleicher Höhe liegt. Die weitere Forderung, daß der Versuchserdkörpe sich wie der gewachsene Boden verhalten soll, ist außerordentlich schwer z erfüllen und verteuert die Messungen ungemein. Von wenigen Ausnahmen at gesehen wurden bisher im allgemeinen die Versuchsböden in die Lysimete kästen eingefüllt. Die Entnahme des Versuchsbodens und die Einbringun Schicht für Schicht in die Lysimeterkästen erfolgte meist durch Bodenkundle so daß eine Gewähr dafür besteht, daß die Nachahmung der natürlichen Boder schichtung so weit getrieben wurde, wie es technisch möglich war. Nachdem i letzter Zeit Mittel und Wege dafür gefunden wurden, Versuchserdklötze ohn Störung der natürlichen Bodenstruktur in die Lysimetergefäße einzubringer geht man von den Lysimetern mit eingeschütteten Böden mehr und mehr z solchen mit gewachsenen Böden über. In USA, Holland und Deutschland sin solche Anlagen bereits in Betrieb.

Ob nun der künstlich eingebrachte Boden sich in bezug auf die Wasse bilanz anders verhält als der gewachsene Boden, und wie groß die Unterschied und Fehler der bisherigen Messungen sind, wird z. Z. durch Vergleichsmessunge untersucht.

Da die Vegetation den überwiegenden Teil des Niederschlagswassers ve braucht und einen maßgebenden Einfluß auf die Wasserbilanz und die Grund wasserneubildung hat, haben Lysimetermessungen nur einen Sinn, wenn Ve suchsböden mit einem entsprechenden Bewuchs verwendet werden. Diese Fo derung bedingt, daß beim Bau der Lysimeter Rücksicht auf die Wurzeltiefe de Pflanzen zu nehmen ist. Für ein ungehemmtes Wachstum dürfte Voraussetzun sein, daß die Lysimeterkästen mindestens 150 cm tief sind.

Auch den mit dem größten technischen Aufwand errichteten Lysimeter haftet der Mangel an, daß der Versuchserdkörper nach den Seiten hin durc die Seitenwände und nach unten durch den Boden des Lysimeterkastens von dei umgebenden natürlich gelagerten Boden getrennt ist und nicht mehr an dei Wasseraustausch mit dem gewachsenen Boden teilnimmt. Der seitlichen Begrer zung kommt keine besondere Bedeutung zu, insbesondere wenn die Kästen eine hinreichend großen Querschnitt haben. Die oft geäußerten Bedenken, da Niederschlagswasser könne sich an den Wänden entlang abwärts bewegen, ohr

den Versuchserdkörper zu durchlaufen, lassen sich leicht durch die Ganglinien der täglichen Sickerwassermengen zerstreuen.

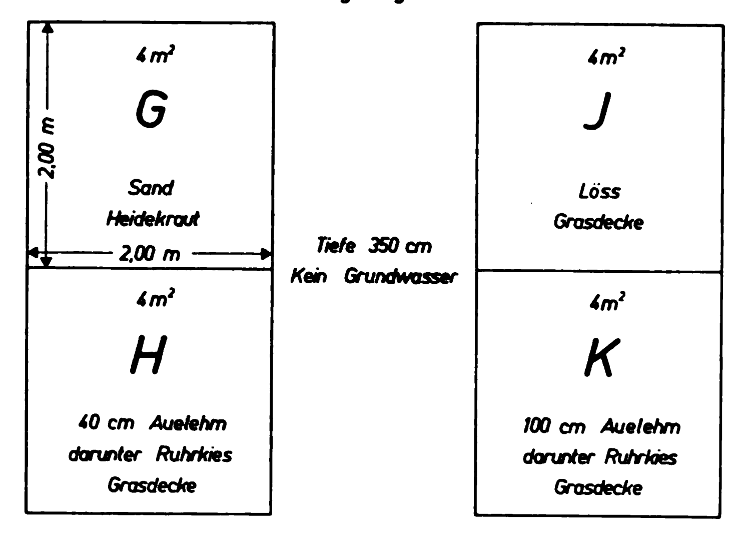
Die Versuchserdkörper in den Lysimetern müssen nach unten irgendwie abgeschlossen werden, um das Sickerwasser auffangen zu können. Meist geschieht dies durch Einbringen eines Siebbodens oder einer Filterschicht in einem Auffangtrichter. Es ist hier also eine im gewachsenen Boden nicht vorhandene künstliche Begrenzung vorhanden, wo das in der Abwärtsbewegung begriffene Wasser die Oberflächenspannung zu überwinden hat, bevor es aus dem Boden austropft. Als Folge bildet sich über dem Sieb oder der Filterschicht hängendes Kapillarwasser oder eine Zone, in welcher der Wassergehalt im Lysimeter größer ist als in gleicher Tiefe im gewachsenen Boden. Diese Erscheinung kann unter Umständen den zeitlichen Ablauf des Sickerwassers verfälschen. Sie ist ferner als Ursache dafür anzusehen, daß die sog. Trichterlysimeter, d. h. in den Erdboden eingegrabene oder von Erdschlitzen seitlich eingeführte Trichter zur Auffangung des Sickerwassers (Lysimeter ohne Seitenwände) sich nicht bewährt haben.

Diese Zone überhöhter Bodenfeuchtigkeit bildet für die Lysimetermessungen insbesondere insofern eine Gefahr, als die Tiefwurzler unter den auf der Versuchsfläche wachsenden Pflanzen gern ihre Wurzeln bis in diese Zone schicken, weil sie in Trockenzeiten dort noch Wasser finden. In natürlich gewachsenem Boden ist eine derartige Zone natürlich nicht vorhanden. Diese Schwierigkeiten lassen sich vermeiden, wenn bei der Bepflanzung der Lysimeter Tiefwurzler ausgeschlossen werden oder wenn die Lysimeterkästen genügend tief gemacht werden.

Den Lysimetern haften also eine ganze Reihe von Mängeln an, die aber im allgemeinen um so mehr vernachlässigt werden können, je größer die Gefäße sind. Solche Lysimeter, die wasserwirtschaftlichen oder gewässerkundlichen Versuchen dienen, sind an vielen Stellen in Betrieb. In Westdeutschland arbeiten Lysimeter in Gießen, Frankfurt, Karlsruhe, Uedem, Stolzenau und Geisecke bei Dortmund. Von diesen Anlagen liegen erst für wenige Jahre Meßergebnisse vor und auch diese sind eigentlich noch nicht für eine Auswertung geeignet, da insbesondere bei Lysimetern mit eingeschütteten Böden eine gewisse Anlaufzeit notwendig ist, bevor die Wasserbilanz des Versuchserdkörpers derjenigen des gewachsenen Bodens entspricht.

Die Ergebnisse von Dortmund zeigen, daß im allgemeinen die Sickervorgänge auf die Wintermonate, und zwar auf die Zeit von Mitte Oktober bis Mitte April beschränkt sind. Jeder stärkere Regen äußert sich in dieser Zeit in einer stärkeren Sickerwasserlieferung und damit kräftigeren Grundwasserspeisung. Im Sommer kommt auch bei stärkerem Regen am Boden der Lysimeter, in der Dortmunder Anlage in 3,50 m Tiefe, so gut wie kein Sickerwasser an.

Die Zusammenstellung der Jahresergebnisse für das sehr nasse Jahr 1952 und das trockene Jahr 1953 zeigt zahlenmäßig die Sickerwasserleistung verschiedener Böden bei verschieden hohem Niederschlag (Abb. 3). Die größten Sickerwassermengen lieferte ein Sand aus der Senne, während ein Boden mit einer 100 cm starken Auelehmdecke, wie er im Ruhrtal häufig vorkommt, sowohl im nassen wie im trockenen Jahr die kleinsten Versickerungsmengen brachte. Wie stark die Verdunstung und die Speichervorgänge auf die Wasserbilanz und damit auf das Sickerwasser einzuwirken vermögen, ist aus einem Vergleich der Jahre 1952 und 1953 deutlich zu ersehen: Der Unterschied im Jahresniederschlag im Betrage von über 300 mm äußert sich bei dem verhältnismäßig gut durchlässigen Sandboden in einer Abnahme des Sickerwassers um 72 mm. Beim Löß-



1.12.–30.11.	Niederschlag mm	Versickerung mm				Unterschied mm			
		Sand	Auelehm 40	Löss	Auelehm 100	Sand	Auelehm 40	Loss	Auelehm 100
1952	922	522	422	377	315	400	500	545	607
1953	612	450	377	396	347	162	235	216	265
Mittel	767	486	400	387	331	281	367	380	436

Abb. 3. Lysimeteranlage Dortmund—Geisecke, Ergebnisse aus den Jahren 1952 und

boden und Auelehm (100 cm) dagegen ist offenbar im nassen Jahr 1952
Wasser als Bodenfeuchtigkeit gespeichert worden, daß das trockene Jah
sogar eine größere Sickerwassermenge brachte als das nasse Jahr. Zu
gehenden Schlüssen sind die Ergebnisse der Dortmunder Lysimeterbeob
gen noch nicht geeignet, da zunächst nur Ergebnisse aus den beiden
Anlaufsjahren zur Verfügung stehen.

Ein bemerkenswertes Beispiel für den Wert von Lysimetern für die Z
der Wasserversorgung bieten die Messungen der Provinzial-Wasserwerl
Nord-Holland. Um zahlenmäßige Anhaltspunkte darüber zu erhalten, w
eine Aufforstung des bis dahin unbewachsenen Wassergewinnungsgelän
den Dünen zwischen Bergen und Wijk auf die Grundwasserbildung aus
würde, wurde 1941 eine große Lysimeteranlage bei Castricum errichtet.
der vier Lysimetergefäße ist quadratisch mit einer Seitenlänge von 25
einer Tiefe von 2,5 m. Alle Gefäße sind mit Dünensand gefüllt, der
wasserstand wird auf 2,25 m unter Flur gehalten. In einem der Gefäße
Boden unbewachsen, in einem zweiten ist er mit der Dünenvegetati
wachsen, auf der dritten Parzelle wurden Laubhölzer und auf der vierten
angepflanzt. Die Messungen ergeben nun, wie bei gleichem Boden, gl
Grundwasserstand und gleicher Witterung die verschiedene Vegetation
Wasserbilanz wirkt (Abb. 4).

Lysimeter Castricum - Holland
Vorläufige Ergebnisse

625 m²
I
unbewachsen
25 m
25 m

625 m²
II
Dünenvegetation
Strandhafer, Sanddorn
Kriechweide, Brombeere

625 m²
III
Laubhölzer
(Eiche, Erle, Birke)
1942 = 9 cm
1947 = 16 cm
1951 = 125 cm

625 m²
IV
Nadelhölzer
(Fichte)
1942 = 13 cm
1951 = 265 cm

Grundwasserstand 225 cm unter Flur

Behälter	1942 - 1947			1950 - 1951		
	Niederschlag mm	Versickerung mm	Verdunstung mm	Niederschlag mm	Versickerung mm	Verdunstung mm
I unbewachsen	791	606	185	1021	786	235
II Dünenvegetation	791	468	323	1021	506	515
III Laubhölzer	791	525	266	1021	525	496
IV Nadelhölzer	791	520	271	1021	412	609

Abb. 4. Lysimeteranlage Castricum (Holland), Ergebnisse aus den Jahren 1942—1947 und 1950—1951

Bei der Betrachtung der Ergebnisse muß zwischen einer ersten Phase (1942 bis 1947) und den späteren Ergebnissen unterschieden werden. In den Jahren 1942 bis 1947 war die Vegetation noch im Aufwachsen begriffen, und die Wurzelsysteme waren noch wenig entwickelt und konnten nur verhältnismäßig wenig Wasser für die Transpiration des Bestandes fördern. Die Verdunstung war in allen Versuchsparzellen dementsprechend niedrig und die Versickerung entsprechend hoch. In diesem Entwicklungsstadium lieferte unbewachsenes Dünengelände mindestens 80 mm mehr Sickerwasser als solches mit natürlichem Bewuchs oder künstlicher Aufforstung. Diese Überlegenheit des unbewachsenen Bodens in der Sickerwasserleistung wird noch deutlicher in dem wesentlich niederschlagsreicheren Beobachtungsabschnitt 1950/51, wo die Laubhölzer bis zu einer Höhe von 1,25 und die Fichten bis zu 2,65 m aufgewachsen waren und ein dementsprechend kräftiges Wurzelsystem entwickelt hatten. Die besonders kleine Versickerung in der Fichtenparzelle scheint darauf zurückzuführen zu sein, daß in dem dichten Jungwuchs ein erheblicher Teil des Niederschlags im Kronenraum zurückgehalten wird und den Erdboden nicht erreicht.

Bei diesem Beispiel einer Lysimeteruntersuchung wird besonders deutlich, wie schwierig sich die zahlenmäßige Erfassung gewässerkundlicher Erschei-

nungen, wie der Verdunstung, der Versickerung oder der Änderungen Bodenfeuchte, gestaltet, wenn die Vegetation dabei im Spiele ist.

Da sich Lysimetermessungen für die Untersuchung der Wasserbilanz Bodens als unentbehrlich erwiesen haben, wird an der Vervollkommnung Technik dieser Messungen laufend gearbeitet. Als weitere Entwicklung zeic sich ab, von den großen und teueren Anlagen mit wägbaren Lysimetern a gehen und dafür kleinere, nicht wägbare und dementsprechend billigere Anl in größerer Zahl auf den verschiedensten Böden und mit dem verschie artigsten Bewuchs einzurichten.

Schriften

FRIEDRICH, W.: Die Bedeutung von Lysimeterversuchen für die Grundwasserkunde. — Son Dt. Ver. v. Gas- und Wasserfachmännern z. wasserfachl. Aussprachetagg. in Bad K gen, 24. bis 26. 4. 1950.

NATERMANN, E.: Die Linie des langfristigen Grundwassers ($A_{u}L$) und die Trockenw abflußlinie (TWL). — Die Wasserwirtsch., Stuttgart 1951. Sonderh.: Vortr. d. gew kundl. Tagg. 1950, München.

VAN NIEVELT, B. F.: De lysimeters van het P.W.N. — Water, Den Haag 1952, Jg. 36, N

SCHROEDER, G.: Die Wasserreserven des oberen Emsgebietes. — Bes. Mitt. z. Dt. Gewä kundl. Jb., Nr. 5, herausgeg. v. d. Bundesanst. f. Gewässerkd., Bielefeld 1952.

Analysenschaubilder als Hilfsmittel für die geohydro-
ogische Auswertung der Analysen von (einigen hessischen) Mineral- und Heilwässern*)

Mit 1 Abbildung

Von HANS UDLUFT, Wiesbaden

Über eine neue Darstellungsweise von Mineralwasseranalysen ist bereits 1953) berichtet worden. Eine Reihe kleinerer Abweichungen und Ergänzungen on bzw. zu dem dort gemachten Vorschlag sind z. B. in Übereinstimmung mit len im Vortrag FRESENIUS erörterten Richtlinien über die chemische Nomenklatur on Mineralquellen notwendig geworden. Sie betreffen die Reihenfolge der onen bei der Zeichnung der Schaubilder, die innerhalb der Ionengruppen (z. B. ler Alkalien) nach steigendem Atomgewicht gehen soll.

Für die bildmäßige Darstellung des chemischen Charakters von Mineral- uellen (z. B. in einem Kartenbild) sind Kreissymbole den gelegentlich benutzten täbchen- oder Säulendarstellungen vorzuziehen. [Man beachte die ausgezeich- ete Karte, die K. FRICKE (1954) veröffentlicht hat.] Verschieden große Kreise l. h. verschiedene Radien) lassen den unterschiedlichen Lösungsinhalt benach- arten Quellen leicht ausdrücken; 1953 habe ich vorgeschlagen, den Gesamt- isungsinhalt in mg/l durch die Kreisflächen in qmm darzustellen; doch kann in bweichung davon auch ein verkleinernder Maßstab gewählt werden.

Diejenigen Bestandteile, die nur in geringerer Menge als 0,5 Millival-% orhanden sind, werden als Striche bzw. Radien dargestellt, dabei sind diese adien aber nur innerhalb des Ionenringes zu zeichnen. Der auf diesen Ring ntfallende Teil eines Radius kennzeichnet 0,5 Millival-%; noch kleinere Men- en sind Bruchteile eines solchen Teilradius. Ob man aber zur besseren Heraus- ebung vielleicht doch einen ganzen Radius (also durch den den nichtionisierten nteil repräsentierenden Innenkreis bis zum Mittelpunkt hindurch) zeichnet, das uß jedem Benutzer der Methode freigestellt bleiben. Es muß nur irgendwie arauf hingewiesen werden.

Die Farbgebung ist (1953) einigermaßen an die „Richtlinien für die Her- ellung und Ausgestaltung des bergmännischen Rißwesens DIN 21 900" an- elehnt worden, wobei es aber wiederum jedem Benutzer mit Rücksicht auf ucktechnische o. a. Gesichtspunkte anheimgestellt ist, auch andere Farben oder chwarzweiß-Symbole zu wählen.

Im Anschluß an die „Richtlinien und Begriffsbestimmungen für die Aner- ennung von Bade- und heilklimatischen Kurorten" des Deutschen Bäderver- andes (1951) und die FRESENIUSschen Vorschläge werden diejenigen Bestand- ile, die sich mit wenigstens 20 Millival-% an der Gesamtkonzentration betei- gen, durch Unterstreichen hervorgehoben. Die Benennung von Quellen auf rund der Analysen ist dadurch leicht aus den Schaubildern abzulesen.

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesell- haft in Wiesbaden am 28. Mai 1954.

Thermen sollen durch rote Außenkreise gekennzeichnet werden, wobei ein roter Außenkreis eine Temperatur von 20° (ein zweiter 40° usw.) angibt. Selbstverständlich könnte man (nach einem Vorschlag des Herrn HEYL, Niederhövels) durch Zeichnen von Kreisabschnitten auch jede geringere Temperatur und bei Temperaturen über 20° durch einen Vollkreis und weitere Kreisabschnitte jede beliebige Temperatur zur Darstellung bringen. Es bleibt auch hier jedem freigestellt, welche Darstellung er wählen will.

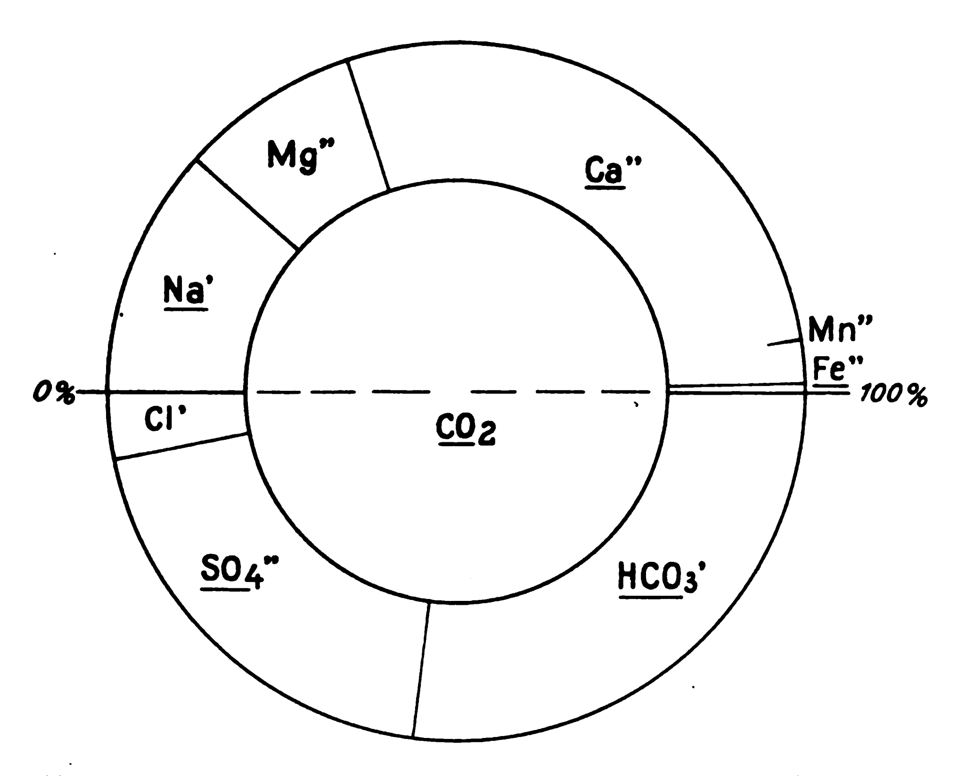


Abb. 1. Analysenschaubild der Mineralquelle in Malsfeld. Gesamtlösungsinhalt 6730 mg. R = 46,3 mm

Dieses Schaubild (nebst Analyse) kennzeichnet eine neu erschlossene hessische Mineralquelle, die 1953 von der Gemeinde Malsfeld (Krs. Melsungen) erbohrt worden ist. BEYSCHLAG berichtet 1891 in der Erläuterung zum Blatt Melsungen, daß „der Fulda südlich von Hof Fahre an der Blattgrenze der Blätter Malsfeld und Altmorschen, besonders am östlichen Ufer, reichliche Mengen von Kohlensäure entströmen, die kontinuierlich aufsteigen. Massenhafte Gasblasen geben an der Wasseroberfläche ein außerordentlich singendes Geräusch.“ Es war also bekannt, daß Kohlensäure in der Fulda aufsteigt bzw. daß ein Säuerling aus dem Untergrund in die Fulda eintritt. Diese Gasbläschen waren innerhalb einer beträchtlichen Flußstrecke, nämlich dem SO—NW gestreckten Flußabschnitt in der Gemarkung Malsfeld und auch in der anschließenden Gemarkung Beiseförth, über mehr als 1 km Entfernung zu beobachten (nach BEYSCHLAG bis zum Hof Fahre). Die Malsfelder Bohrung wurde 45 m tief durch die Talaue

indurch in den Unteren Buntsandstein niedergebracht; die erbohrte Quelle iuft mit einer Schüttung von etwa 1 l/sec aus. Kohlensäurebläschen sind in der ulda im nächsten Umkreis nicht mehr zu beobachten, weil die Bohrung jetzt nen besseren Aufstiegsweg bietet.

Nach der von der Landwirtschaftlichen Versuchsstation in Kassel-Harles-usen ausgeführten Analyse handelt es sich um einen Kalzium-Natrium-Hydro-ıkarbonat-Sulfat-Säuerling.

Kationen:	mg/kg	mval/kg	mval/%
Ferroion ($Fe^{\cdot\cdot}$)	11,0	0,40	0,75
Manganion ($Mn^{\cdot\cdot}$)	0,44	0,02	0,04
Calciumion ($Ca^{\cdot\cdot}$)	640,3	31,95	59,77
Magnesiumion ($Mg^{\cdot\cdot}$)	107,3	8,82	16,50
Natriumion ($Na^{\cdot\cdot}$)	281,5	12,26	22,94
		53,45	100,00
Anionen:			
Chlorion (Cl')	125,1	3,49	5,95
Sulfation (SO_4'')	1127,5	23,47	40,00
Hydrogencarbonation (HCO_3') .	1938,2	31,70	54,05
		58,66	100,00

Der Lösungsinhalt beträgt 6730 mg/l, die nachgewiesene freie Kohlensäure 9 9 m g / l. Bemerkenswert ist der sehr geringe Cl-Anteil.

Das Analysenschaubild wurde mit denen des Vitalisbrunnens in Bad Hers-d, der Helenenquelle in Bad Wildungen, der Quelle am Kurmittelhaus in Bad ıoden-Allendorf, der Donarquelle bei Geismar und dem Löwensprudel bei vesten, von denen es sich in allen Fällen ganz erheblich unterscheidet, ver-ichen.

Von dem Hersfelder Vitalisbrunnen, der aus 430 m Tiefe aus dem lattendolomit aufsteigt, unterscheidet sich die Malsfelder Quelle durch den :cht hohen Gehalt an freier Kohlensäure und Hydrogenkarbonat, während um-:kehrt der Cl-Ionen-Anteil und auch der SO_4-Anteil in Millival-% im Vitalis-runnen größer ist. Bei den Kationen fällt das Überwiegen des Kalziums und ıs Zurücktreten des Natriums in der Malsfelder Analyse auf, die Millival-%-/erte liegen etwa gerade umgekehrt.

Ein vergleichender Blick auf die Richter-Bernburgsche Fazieskarte der /erra-Serie des Zechsteins (1941) lehrt, daß Hersfeld in der Randzone der hloridfazies des Werra-Beckens liegt und die im Plattendolomit stehenden Lö-ıngen mit der Ablaugung am Salzhang zusammenhängen. Sooden-Allendorf t an die orographisch tiefst gelegene Stelle gebunden, an der der tektonische O-Rand des Werra-Schiefergebirges vom Werratal angeschnitten wird. Hier eigen Na- und Cl-führende Solen aus nahe benachbarten Chlorid-Räumen auf.

Malsfeld liegt im Raum sulfatischer Ausbildung, allerdings noch nahe an ICHTERS angenommener S-Grenze der chloridischen Fazies des Raumes Sol-ng—Kassel.

Die geologische Stellung der übrigen vorgenannten Quellen wurde kurz :kennzeichnet. Als Ergebnis wurde betont, daß diese neu erbohrte Malsfelder uelle im nordhessischen Raum einzigartig, ohne Beziehung zu den aus der

Umgebung erwähnten Quellen dasteht. Der Gesamtvergleich zeigt aber die Abhängigkeit aller CO_2-führenden Quellen von dem Untergrund, den sie au dem Aufstiegsweg passieren.

Schriften

BEYSCHLAG, F.: Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen 1 : 25 000, Blatt Melsungen. — Berlin 1891.

FRICKE, K.: Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. — Geol. Jahrbuch **69**, S. 491—500, Hannover 1954.

RICHTER-BERNBURG, G.: Zur vergleichenden Stratigraphie des Zechsteins in Mitteldeutschland. — Z. Kali **35**, S. 193—197, 1941.

UDLUFT, H.: Über eine neue Darstellungsweise von Mineralquellenanalysen (II). — Notizbl. des Hess. Landesamts für Bodenforsch. **81**, S. 308—313, Wiesbaden 1953.

Erfahrungen bei der Streckung von Schutzgebieten für Trinkwassergewinnungsanlagen an Hand der Richtlinien des DVGW vom Januar 1953*)

Mit 10 Abbildungen

Von WILHELM DIENEMANN, Hannover

Im Januar 1953 wurden vom Deutschen Verein von Gas- und Wasserfachmnern im Rahmen des DVGW-Regelwerkes als Arbeitsblatt W 101 (DK 3.11) „Richtlinien für die Einrichtung von Schutzgebieten für Trinkwasserwinnungsanlagen (Trinkwasserschutzgebiete)" herausgegeben, und zwar ein Teil, der die Schutzgebiete für Grund- und Quellwassergewinnungsanlagen handelt.

Auf die Bedeutung solcher Richtlinien — auch für den Geologen — braucht ht weiter hingewiesen zu werden, sie sind durchaus zu begrüßen.

Die Richtlinien sollen in erster Linie dem Werkleiter dienen und ihm zeigen, lche Gefahren heute seinem Trinkwasser drohen, darüber hinaus aber auch n Behörden, die sich mit der Festlegung von Schutzgebieten zu befassen ben, Ratgeber sein. Zu diesen Behörden gehören u. a. auch die staatlichen ologischen Dienststellen. Ebenso sind natürlich diese Richtlinien ganz allmein für jeden Geologen von Wichtigkeit, der sich mit Fragen der Wasserrsorgung zu befassen hat.

Nachdem nunmehr bei meiner Behörde, dem Amt für Bodenforschung in innover, diese Richtlinien über ein Jahr lang bei der beratenden Tätigkeit rangezogen wurden, ist es möglich, kurz über einige dabei gesammelte Erfahngen zu berichten. Dies ist auch deshalb angebracht, weil die Richtlinien sich r Zeit in einer Neubearbeitung befinden und sicherlich auch mit als Grundgen für spätere gesetzliche Regelungen dienen werden.

Seitens des Bayerischen Staatsministeriums des Innern sind diese Richtlinien rch Entschluß vom 13. August 1953 Nr. I V R 3 — 93 o 3 a 63 den zuständgen Dienststellen als für die Festlegung der notwendigen Schutzgebiete verıdlich mitgeteilt worden, wobei in einer Schlußbemerkung darauf hingewiesen rd, daß Abweichungen im Einzelfall durch hydrogeologische Gutachten zu gründen sind (Ministerialamtsblatt der bayerischen inneren Verwaltung **5/72**, . 44 vom 23. Oktober 1953).

Nachdem im III. Abschnitt die Verunreinigungsmöglichkeiten und ihre Auswirkungen aufgezählt sind, behandelt der IV. Abschnitt der Richtlinien die Aufiederung eines Schutzgebietes in die bekannten drei Schutzzonen. Nach der eglänge, die Verunreinigungen im Grundwasser bis zur Gewinnungsanlage ırücklegen müssen, unterscheidet man:

I. Den F a s s u n g s b e r e i c h, d. h. die unmittelbare Umgebung der Fassungsanlage, der vor jeder Verunreinigung geschützt werden soll. Dies ist, wie gleich hier erwähnt werden soll, auch in Nordwestdeutsch-

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellhaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

land bei den Hausbrunnen meist nicht der Fall. Nach alter Vätersit
gehört eben der Brunnen neben den Misthaufen!

II. Die engere Schutzzone, die vor solchen Verunreinigungen z
schützen ist, die auf ihrem Wege zum Brunnen nicht mit Sicherhe
durch die Reinigungskraft des Untergrundes beseitigt werden.

III. Die weitere Schutzzone, die nur vor solchen Verunreinigunge
zu schützen ist, die der Untergrund überhaupt nicht beseitigen kan
also z. B. chemische Stoffe.

Ferner werden die erforderliche Ausdehnung der Schutzzonen und die
ihnen zu fordernden Schutzbestimmungen besprochen. Als das Kernstück d
Richtlinien betrachte ich den Abschnitt IV, 3, in dem die Einteilung und Beme
sung der Schutzzonen nach der Untergrundbeschaffenheit erfolgt. Diese Frage
gehen den Geologen besonders an.

Nach der Mächtigkeit, Beschaffenheit und Dichtigkeit der Deckschichte
der Tiefenlage der Grundwasserspiegel, der Durchlässigkeit und Filterwirku
der Grundwasserleiter unterscheiden die Richtlinien drei Abstufungen der U
tergrundbeschaffenheit, zwischen denen natürlich fließende Übergänge bestehe
Des leichteren Überblickes wegen habe ich versucht, diese Abstufungen zeic
nerisch darzustellen (vgl. die Abb. 1—4):

a) Ein günstiger Untergrund ist anzunehmen, wenn über dem Grundwasse
leiter undurchlässige (a 1) oder gut reinigende (a 2) Deckschichten in fläche
hafter Verbreitung liegen.

a 1) Als undurchlässige Deckschicht (Abb. 1) wird eine Tonschicht (ohne A
gabe einer Mindestmächtigkeit) betrachtet, die ihrerseits als Schutz gegen Au
trocknung (Rissebildung!) von mindestens drei Metern nicht bindiger Schicht
(Kies, Sand) bedeckt sein (Fall a 1 α) oder, wenn ihre Bedeckung geringer ist, b
zu 4 m Tiefe unter die Oberfläche hinabreichen muß (Fall a 1 β). In diese
Falle werden Lehm und sandiger Lehm auch als undurchlässige Decke b
trachtet. Strenggenommen würde danach schon eine Decke von z. B. 1,10
sandigen Lehmes als genügend undurchlässig oder ausreichend filtrierend anz
sehen sein, wenn sie in 2,9 m Tiefe unter Sand beginnt und bis zu 4 m hina
reicht. Es kann im Rahmen dieses Vortrages nicht zu der Frage Stellung g
nommen werden, ob eine so geringe Deckschicht stets genügenden Schu
gewährt.

a 2) Gut reinigende Deckschichten (Abb. 2) sind lehmiger Feinsand, to
armer Feinsand und kiesführender Sand mit einer wirksamen Korngröße unt
0,4 mm.

Die für die Einstufung dieser Deckschichten als „gut reinigend" geforde
Mindestmächtigkeit über dem Grundwasserspiegel läßt die Abb. 2 erkennen.

Wenn derartige undurchlässige oder gut reinigende Deckschichten vorha
den sind, soll für die Größe des Fassungsbereiches (Zone I) die Beschaffenh
des Grundwasserleiters selbst nur eine untergeordnete Rolle spielen.

b) Ein mittlerer Untergrund liegt vor (Abb. 3), wenn einmal d
Grundwasserleiter selbst gut reinigend ist, d. h.

am Rande des Fassungsbereiches eine wirksame Korngröße unter 0,4 m
besitzt und die Fließgeschwindigkeit in ihm hier weniger als 3 m am Ta
beträgt oder

die Aufenthaltsdauer des Grundwassers in ihm größer als 30 Tage ist

und zum anderen jedoch die Deckschichten nur weniger hohen Ansprüchen e
sprechen, wie es in Abb. 3 dargestellt ist. Als „wirksame Korngröße" bezeich
man diejenige, welche zu 10% im Sand enthalten ist. Wieweit sie wirkli

Beurteilung des Untergrundes für Schutzgebiete von Wasserfassungen
(Nach den Richtlinien des DVGW.)

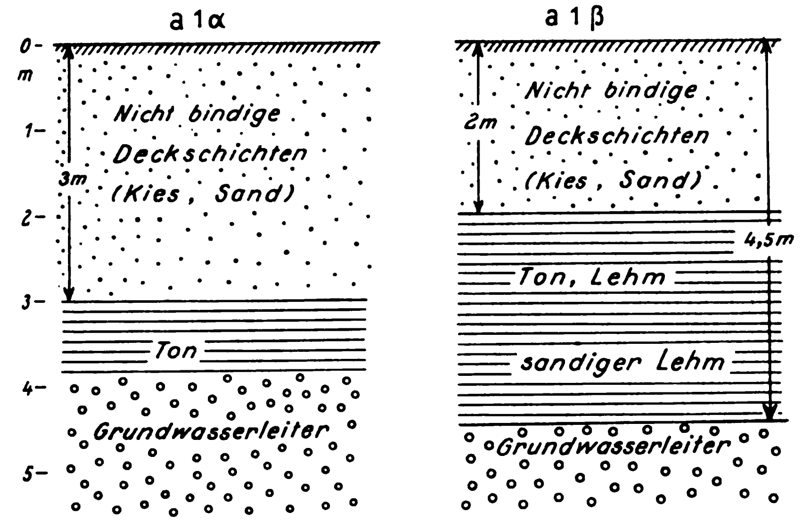


Abb. 1. a) Günstiger Untergrund. a 1) Grundwasserleiter von undurchlässigen Deckschichten überlagert.
Über dem Leiter liegt flächenhaft

eine Tonschicht, die von mindestens 3 m nicht bindigen Deckschichten (Kies, Sand) überlagert wird,

eine Schicht von Ton, Lehm oder sandigem Lehm, die in weniger als 3 m Tiefe beginnt, aber tiefer als 4 m herabreicht.

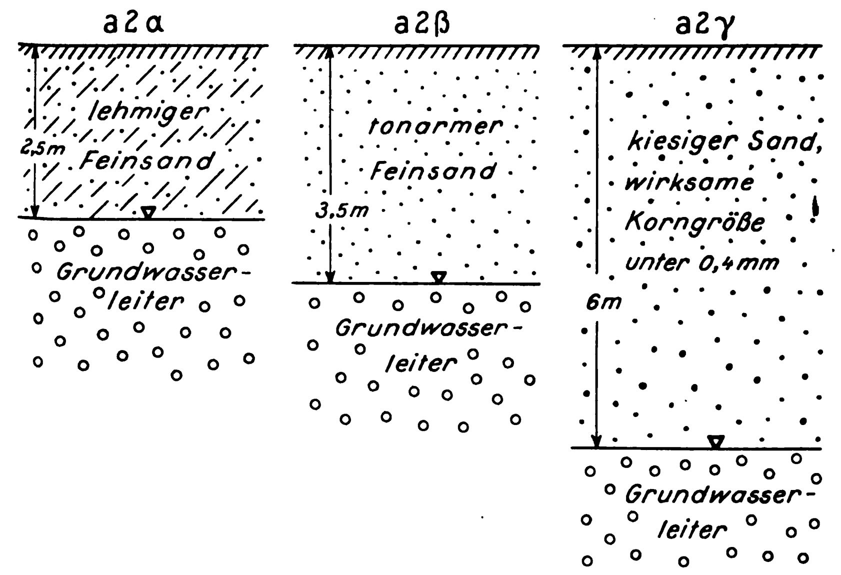
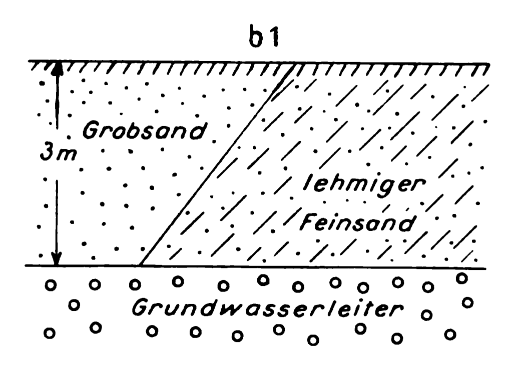


Abb. 2. a 2) Grundwasserleiter von gut reinigenden Deckschichten überlagert.
Über dem Grundwasserleiter liegt bei höchstem Grundwasserstand (▽) eine flächenhafte Schicht
bei a 2 α von mindestens 2,5 m lehmigem Feinsand,
bei a 2 β von mindestens 3,5 m tonarmem Feinsand,
bei a 2 γ von mindestens 6,0 m kiesigem Sand mit einer wirksamen Korngröße kleiner als 0,4 mm

Beurteilung des Untergrundes für Schutzgebiete von Wasserfassu
(Nach den Richtlinien des DVGW.)



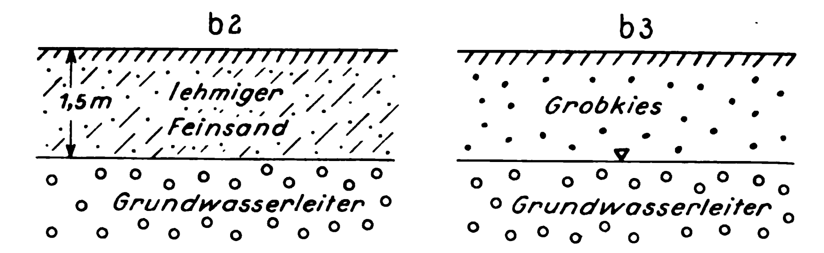


Abb. 3. Mittlerer Untergrund, Grundwasserleiter gut reinigend und
bei b 1: von gut reinigenden Deckschichten überlagert, jedoch in geringerer Mäch als bei a,
bei b 2: lückenlos von reinigenden Deckschichten überlagert, jedoch in geringerer M keit als bei a,
bei b 3: überhaupt nicht von reinigenden Deckschichten überlagert.
Grundwasserleiter gut reinigend, wenn am Rande des Fassungsbereiches wirksame Kor kleiner als 0,4 mm und Fließgeschwindigkeit unter 3 m am Tage oder die Aufer dauer 30 Tage übersteigt.

irgendwie „wirksam" ist, sei dahingestellt. Die Abb. 4 bringt eine Reih Kornkurven von Sanden, die alle eine wirksame Korngröße kleiner als 0, haben. Es sei hier darauf hingewiesen, daß nach den Richtlinien eine 6 m tige kiesige Sandschicht mit einer wirksamen Korngröße von 0,3 mm, als mindestens 90% Mittelsand und Kies, als gut reinigende Deckschicht zu ; hat, u. U. sogar über einem selbst wenig Reinigungskraft besitzendem U grund (Fall a 2 γ in Abb. 2).

Ich glaube nicht, daß man dem ohne weiteres zustimmen kann.

Bei der Begriffsbestimmung für die mittlere Untergrundbeschaffenhe zeichnet man als „reinigende" Deckschichten die im Falle a 2 genannten S ten, wenn sie weniger tief liegen oder mächtiger sind als dort angegeben.

c) Ein ungünstiger Untergrund (Abb. 5) liegt schließlich vor, der Grundwasserleiter selbst kein oder nur ein geringes Reinigungsverr besitzt, also

am Rande des Fassungsbereiches seine wirksame Korngröße größ 0,4 mm und seine Fließgeschwindigkeit größer als 30 m am Tage is die Aufenthaltsdauer des Grundwassers in ihm kürzer als 30 Tage wä

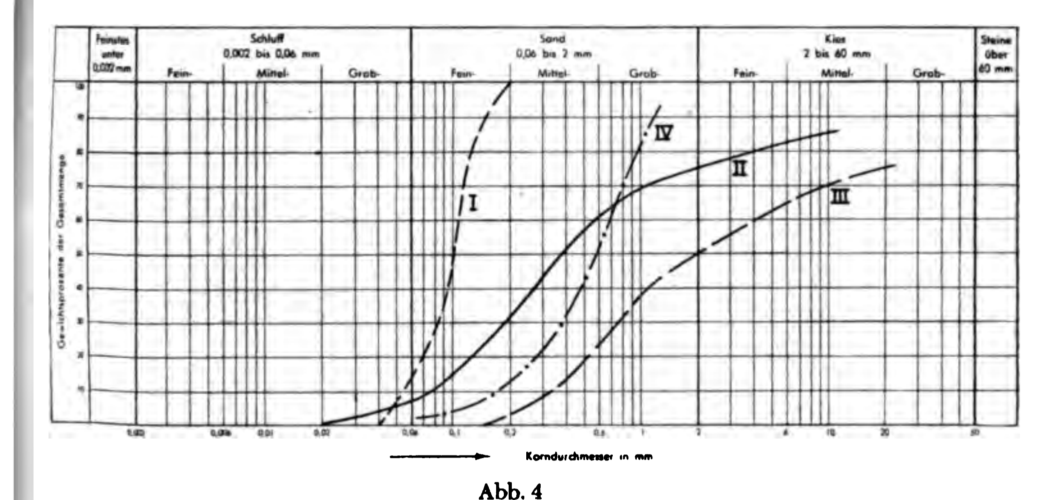


Abb. 4

und er nur stellenweise oder nicht von reinigenden oder abdichtenden Schichten bedeckt ist.

Die von den Richtlinien geforderte Ausdehnung der drei Schutzzonen zeigt die folgende Tabelle:

Ausdehnung der Schutzzonen in Abhängigkeit vom Untergrund (allseitig ab Fassung)

	Untergrund Günstig	Mittel	Ungünstig
Fassungsbereich:	10—50 m	20—100 m	100 m bis zur Grenze des Einzugsgebietes
Engere Schutzzone:	50—250 m	100—500 m	bis zur Grenze des Einzugsgebietes
Weitere Schutzzone:	Allgemeine Zahlenwerte können nicht gegeben werden.		

Es dürfte sich empfehlen, bei diesen Zahlen noch darauf hinzuweisen, daß man bei ihrer Festlegung die Richtung des Grundwassers und die vorhandene oder zu vermutende Ausdehnung des Absenkungstrichters berücksichtigen muß. Auch sollte man natürlich die Grenzen der einzelnen Zonen an Wege, Gräben usw. legen und die Entfernung nicht unbedingt „allseitig“ ab Wasserfassung wählen. Ein Schutzbezirk braucht durchaus nicht kreisförmig zu sein!

Aus dieser Aufzählung ergibt sich, daß man für die Einstufung des Untergrundes und damit für die Bemessung der Schutzzonen und Schutzmaßnahmen vielerlei Voraussetzungen klären muß, wie: Schichtenfolge und petrographische Beschaffenheit, besonders die Körnung, Lage des Grundwasserspiegels, Fließrichtung und Fließgeschwindigkeit des Grundwassers und die ungefähre Ausdehnung des Absenkungstrichters. Dafür braucht man Bohrungen und hydrologische Messungen, d. h. Geld. Und hiermit stoßen wir schon auf die meiner Meinung nach wichtigste und allgemeinste Erfahrung, die man bei der Anwendung der Richtlinien macht: Geld für solche Untersuchungen steht wohl meist bei größeren Neuanlagen, ab und an bei mittleren und so gut wie nie beim Schutz kleinerer oder schon bestehender Fassungen zur Verfügung, ganz abgesehen davon, daß bei Siedlungsvorhaben oder Flächennutzungsplänen

Beurteilung des Untergrundes für Schutzgebiete von Wasserfassung
(Nach den Richtlinien des DVGW.)

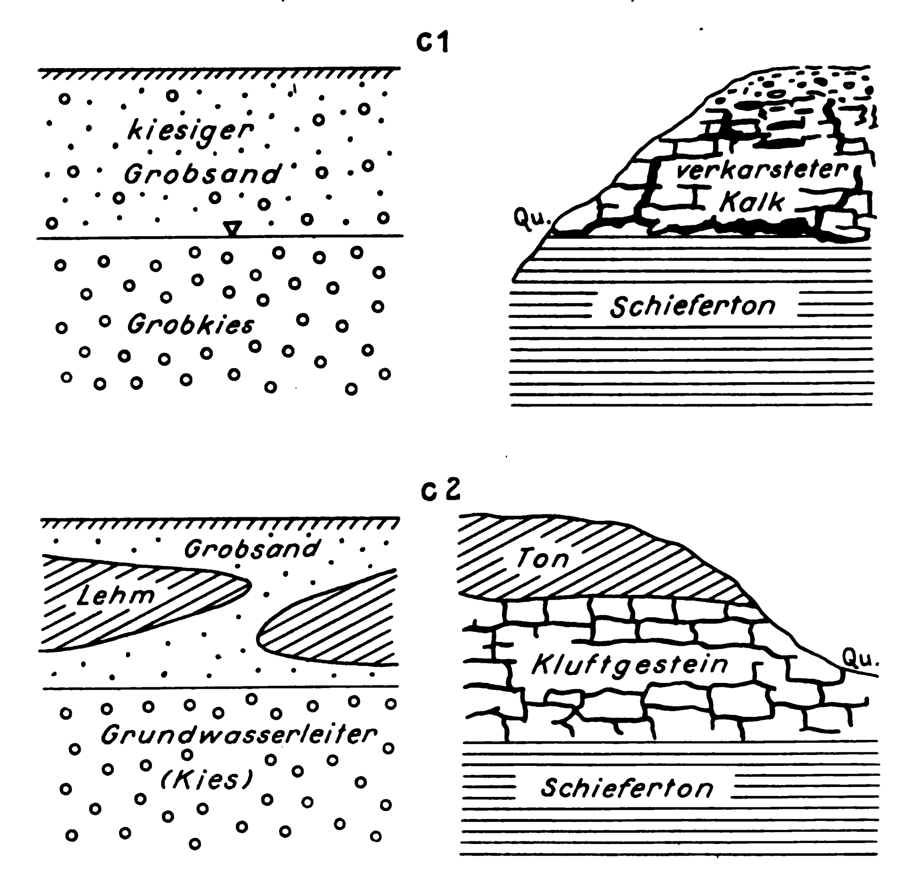


Abb. 5. c) Ungünstiger Untergrund. Grundwasserleiter nicht oder kaum ausreichend.
bei c 1) nicht von reinigenden oder gut abdichtenden Deckschichten überlagert,
bei c 2) nur stellenweise von reinigenden oder abdichtenden Deckschichten überlagert.

zwar neuerdings auch an Schutzmaßnahmen für die Wasserversorgung geda wird, aber Mittel für die erforderlichen Untersuchungen eigentlich nie v handen sind.

Für diese „Rückständigkeiten" sind natürlich nicht die Richtlinien vera wortlich zu machen. Um hier Abhilfe zu schaffen, bedarf es noch eingehen Aufklärungsarbeiten, auch bei Behörden, Gemeindevertretungen und besond bei deren Säckelmeistern. Es ist zu überlegen, ob die Richtlinien nicht in die Hinsicht psychologisch zu ergänzen wären.

Bevor ich nun über Einzelerfahrungen aus der Praxis berichte, bringe noch einige Bemerkungen zu den Richtlinien mehr allgemeiner Art.

Bei ihrer Anwendung vermißt man häufig Hinweise auf die Reinigun kraft verschiedener Böden, besonders auf die Lebensdauer pathogener Kei im fließenden Grundwasser. Leider besitzen wir darüber noch zu wenig zuv lässige Werte. Solche vermißt man gerade bei den Fällen ungünstiger Unt

grundbeschaffenheit sehr. In der Diskussion zu dem Vortrag wurde besonders darauf hingewiesen, daß für die Filterwirkung z. B. eines Sandes der Humusgehalt und die Mächtigkeit des Mutterbodens von z. T. ausschlaggebender Bedeutung sein kann. Bezeichnungen wie lehmiger oder tonarmer Feinsand und sandiger Lehm sind schwimmend. Die DIN-Normen 4021, 4022, 1179 und 4924, auf die in den Richtlinien verwiesen wird, bringen auch keine Definitionen derartiger Mischböden — vielleicht lassen sich solche überhaupt auch nur durch „Polizeiverordnung" einheitlich einführen, wie ein Blick in die betreffenden Lehr- und Handbücher zeigt.

An verschiedenen Beispielen will ich nun einige Erfahrungen besprechen, die wir bei der Anwendung der Richtlinien machten. Ich beginne mit einem einfachen, aber allgemein kennzeichnenden Fall (Abb. 6).

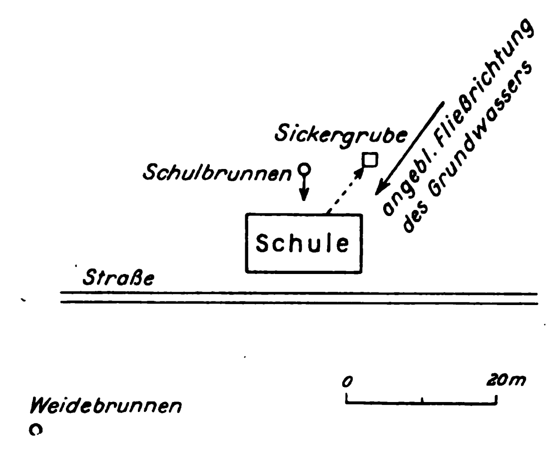


Abb. 6. Verunreinigung des Schulbrunnens (schematisch).

Hinter einem Schulhaus liegt in einem weit ausgedehnten gleichmäßig aufgebauten Niederterrassengebiet ein Brunnen, nach oben gut abgedichtet und nicht zugänglich, rd. 11 m davon — wie ja allgemein üblich — die Sickergrube, 40 m vor dem Schulhaus ein nicht mehr benutzter offener Weidebrunnen. Der Schulbrunnen hatte ständig Coli-Befall. Zu beantworten waren zwei Fragen: Hat der Weidebrunnen auch Schuld an der Verseuchung und welches ist der unbedingt nötige Durchmesser eines Schutzgebietes?

Bei der Beantwortung konnten wir den Verhältnissen der Umgebung nach damit rechnen, daß im Untergrund 2—3 m lehmiger Sand über Mittelsand liegt; das Grundwasser sollte in etwa 7 m Tiefe stehen. Genaue Strömungsrichtung und Fließgeschwindigkeit waren unbekannt. Nach diesen unsicheren Angaben hätte ein günstiger Untergrund mit gut reinigender Deckschicht (Fall a 2 α in Abb. 2) vorliegen müssen, bei dem die Grenzen der engeren Schutzzone nach den Richtlinien allseitig 50—250 m von dem Brunnen entfernt gelegt werden sollen. Da in diesem Bereich weitere Gebäude standen, wurde die Ausführung einiger höchstens 10 m tiefer Bohrungen gefordert, um einmal die nötige Sicherheit für den Schutz der Quellen zu haben, zum anderen aber keine unnötigen Auflagen machen zu müssen. Dies wurde abgelehnt, da der Gemeindedirektor trotz vollen Verständnisses für die Notwendigkeit der Bohrungen befürchtete, seine Bauern würden ihn nicht wiederwählen, wenn er für so etwas

Geld anforderte. Also konnten keine den Richtlinien entsprechende Vorschlä
gemacht werden. Der Kreismedizinalbeamte konnte nur die Anbringung ei
Tafel mit dem Hinweis fordern, das Wasser nur nach Abkochen zu trinken.
dies in einer Schule genügt?

Eine ähnliche Erfahrung — nicht mit den Richtlinien, sondern bei dem V
such ihrer Anwendung — macht man sehr oft!

Ein weiteres Beispiel ist für das norddeutsche Flachland bezeichnend.
gibt hier weite Gebiete, in denen das Wasser aus Sandschichten unter ei
lückenhaften Decke von Grundmoräne (sandigem Lehm) entnommen wird.
einem Grundwasserleiter aus kiesigem Grobsand, wie sie hier vorkommen, k
dann der Fall c 2 — ungünstiger Untergrund wie in Abb. 4 — vorliegen.

Nach den Richtlinien müßte dann u. U. schon die Zone I, sicher aber
Zonen II und III bis zur Einzugsgebietsgrenze reichen. Diese kann meh
Kilometer weit von Brunnen entfernt liegen — wenn sie sich überhaupt f
stellen läßt. In der Zone II sind dann nach den Richtlinien in der Regel j
Bebauung, auch jeder offene Hausbrunnen, verboten. Wenn man aber für
Errichtung von einigen, etwa 2 km von einer Wasserversorgung für eine kl
Gemeinde entfernten Forstarbeiterhäusern eine Kanalisation aus dem Zo
gebiet heraus verlangen würde, wie dies den Forderungen der Richtlinien
spricht, würde man bestimmt auf Ablehnung stoßen. Hier gehen meines Er
tens die Richtlinien zu weit. Gerade in solchen Fällen fehlen uns zuverläs
Zahlen für die Lebensdauer von Keimen im Grundwasser.

Ein Beispiel, herausgegriffen aus vielen gleichartigen, soll die immer wie
gemachte Erfahrung belegen, daß an sich durchaus berechtigte Forderungen
Richtlinien in der Praxis nicht durchgesetzt werden können.

Die Abb. 7 und 8 zeigen ein kleineres Wasserwerk mit 600 m³ Ta
förderung, welches in einer großen ehemaligen Sandgrube auf der nordw

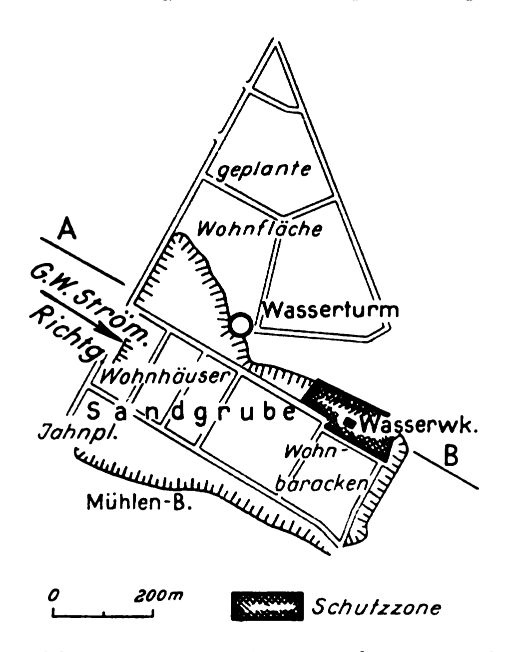
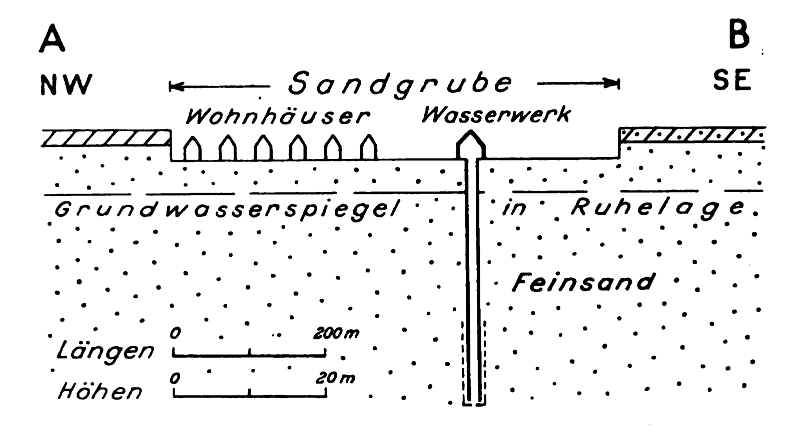


Abb. 7. Stark gefährdete Lage eines Wasserwerkes in einer bebauten Sandgrube
— Lageskizze —

ɜn Geest angelegt wurde. In der Grube wurden später Siedlungshäuser die in der Fließrichtung bis knapp 200 m an das Werk heranreichen, 3aracken, die sehr wahrscheinlich über dem Absenkungstrichter liegen. ıtion ist nicht vorhanden, wie weit die Senkgruben wirklich dicht sind, h nicht feststellen. Es sollten Schutzzonen festgestellt werden. Bisher Wasser hygienisch nicht zu beanstanden, aber es soll ja auch die Mög- ɜit einer Verunreinigung verhindert werden.

ɾade in solchen Fällen, in denen bisher keine Verunreinigung beobachtet eine solche aber möglich ist, werden sehr ungern Gelder für die erfor- n Bohrungen und Messungen freigegeben oder die nötigen Auflagen ·chtigt anerkannt.



b. 8. Stark gefährdete Lage eines Wasserwerkes in einer bebauten Sandgrube
— Schnitt —

ː Schichtenfolge zeigt die Abb. 8: 2—3 m lehmiger (in der Grube schon ʒener) Sand über reinem oder tonigem Feinsand mit schnell auskeilenden n. Der Grundwasserspiegel liegt 11 m tief.

ch den Richtlinien liegt hier ein günstiger Untergrund vor (Abb. 2, β: mehr als 3,5 m tonarmer Feinsand über dem Grundwasser). Dann sich für die Zone I Entfernungen von den Brunnen von 10—50 m, für e II von 50—250 m, für die Zone III noch höhere Werte. In Zone II ach den Richtlinien u. a. jede Bebauung und die Anlage von Sickergruben ı sein.

der in einer derartig bebauten Grube immerhin leicht möglichen Ver- ;ung wird man in diesem Falle die Höchstwerte einsetzen, also 50 bzw. ür die Zonen I und II. Damit kommt man in das bebaute oder für die Bebauung vorgesehene Gebiet. Geld für eine Kanalisation desselben ist absehbarer Zeit nicht zu erwarten, so daß die erforderlichen Schutz- men sehr schwer durchzuführen sind.

o die immer wieder — auch heute noch — gemachte Erfahrung: Noch als an die Möglichkeit der Wasserbeschaffung denkt man bei der Pla- ndlicher Siedlungen an den Schutz der Versorgungsanlagen.

·nn man hier noch eine Zone III ausscheiden will, muß man noch in 0 m Entfernung in einer geplanten neuen Siedlung Kanalisation oder aus Stahlbeton anlegen, um den Forderungen der Richtlinien gerecht

zu werden. Es fragt sich, ob dies nötig ist oder ob nicht ein Sickerweg von üb
250 m Länge — gleicher Untergrund auch außerhalb der Zone II angeno
men — durch tonarmen Feinsand genügt. Es wird dies auch vom Gefä
abhängen.

Es sollen nun noch einige Beispiele aus dem Berg- und Hügelland, in de
wir es mit Kluftwasser zu tun haben, besprochen werden.

Am Fuße eines steilen, aus klüftigen Kalken aufgebauten Berges tritt ei
starke Quelle am Stau gegen undurchlässiges Gestein an einer Verwerfung a
Die Austrittstelle liegt mitten in einem Dorf, unmittelbar unter einem Haus r
Viehställen usw.; Kanalisation ist nicht vorhanden. Dem Verwitterungs- bz
Hangschutt auf dem Kalk ist keine Reinigungskraft zuzumessen. Außerdem ge
auf $^3/_4$ Höhe des Berges über dem Dorf starker Steinbruchbetrieb um.

Die Frage ist: Wie sollen hier Schutzgebiete umgrenzt werden? Wir hab
den Fall c, d. h. eine ungünstige Untergrundbeschaffenheit (Abb. 5). Der Grur
wasserleiter hat selbst kein Reinigungsvermögen und ist nicht abgedeckt, da
sind alle sonstigen Verhältnisse geradezu polizeiwidrig. Nach den Richtlini
müßte also schon die Zone I bis an die Grenze des Einzugsgebietes gestre
werden. Ein solches ist kaum abgrenzbar, es kann sich nach der Seite entla
der Störung kilometerweit erstrecken.

Man muß sich hier also darauf beschränken, die unmittelbare Umgebu
der Quelle so gut wie möglich zu schützen, sonst aber eine Entkeimungsanla
einbauen und die Quelle ständig gut überwachen. Damit könnte man um
eher zufrieden sein, als bisher in der Quelle trotz ihrer sehr ungünstigen La
noch kein Bacterium coli beobachtet sein soll. Es ist dies auch einer der Fäl
in denen trotz sehr großer Gefährdungsmöglichkeit noch keine Verunreinigu
eintrat, die daher bedingen, daß die Forderungen nach Schutzbezirken als unl
rechtigt empfunden werden. Die Steinbrüche kann man nicht stillegen; G
für eine Kanalisation ist nicht vorhanden.

Anschließend hieran sei ein weiterer Fall einer Wasserentnahme aus Klu
wasser erwähnt, den die Abb. 9 zeigt. Es ist dies ein Fall, in dem ein räu
lich von der Entnahmestelle vollkommen getrennt liegendes Schutzgebiet gen
(vorausgesetzt, daß der Brunnen selbst technisch richtig ausgeführt ist). A
diese Möglichkeit der Abweichung von der im allgemeinen üblichen Anordnu
der Schutzzonen wird in den Richtlinien auch hingewiesen, nur ist hier die Z
ziehung eines geologischen und anderen Sachverständigen erforderlich.

Ähnlich liegt ein letztes Beispiel, welches die Streckung von Schutzgebiet
für Karstquellen behandelt, nämlich für die bekannten großen Quellen von A
Wallmoden und Baddeckenstedt in der Innerste-Mulde nördlich des Harz
Die Abb. 10 zeigt einen Lageplan und ein Profil. Auf dem Westflügel der Mul
bewegt sich im stark verkarsteten Turonpläner von Langelsheim bis zu d
Quellen in Baddeckenstedt ein Grundwasserstrom auf etwa 20 km Entfernu
Sein Verlauf ist durch viele Erdfälle gekennzeichnet, die Verbindung zwisch
Versickerungsstellen unterhalb von Langelsheim und den Quellen in Baddeck
stedt durch Färbeversuche nachgewiesen. Die Fließgeschwindigkeit beträgt
zu 2,4 km am Tag.

Für die bei Baddeckenstedt liegenden und für ein Fernwasserwerk genu
ten Quellen sollte ein Schutzbezirk festgestellt werden. Auch hier liegt wie
der Fall des ungünstigen Untergrundes vor, bei dem nach den Richtlinien sch
die Zone I bis zur Grenze des Einzugsgebietes, also rd. 20 km weit, reich
müßte. Diese Forderung ist natürlich unmöglich zu erfüllen; ebensowenig ka
man hier eine besondere II. und III. Zone abgrenzen. Auch hier muß man s

darauf beschränken, innerhalb des Ortsbereiches selbst so gut wie möglich das Eindringen von Abwässern in den Untergrund zu verhindern und das Wasser aus den Quellen besonders sorgfältig zu entkeimen und ständig bakteriologisch zu überwachen, wie dies hier in vorbildlicher Weise geschieht.

Diese beiden Fälle lassen sich ohne besondere sachverständige Beratung nicht in das Schema der Richtlinien einpassen. Es ist zu empfehlen, daß die

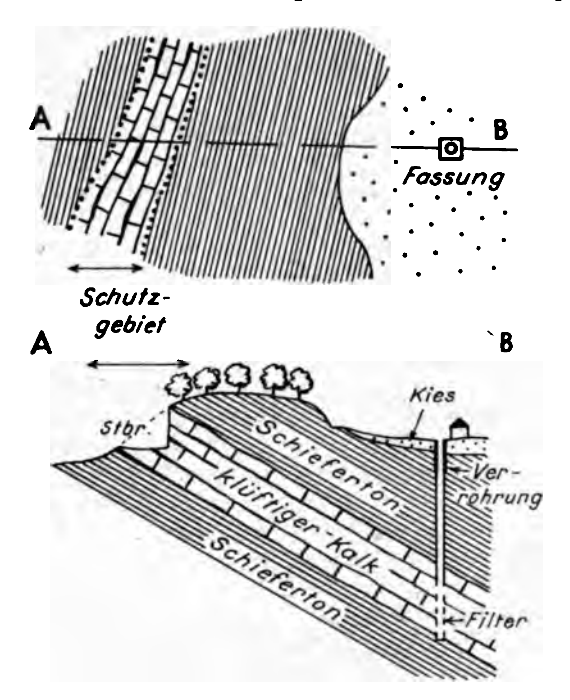


Abb. 9. Streckung von Schutzgebieten für einen Tiefbrunnen im Kluftgestein (schematisch).
...... Grenzen des Schutzgebietes

Richtlinien die besonderen und oft sehr schwierigen Fälle des Schutzes von Trinkwassergewinnungsanlagen in Kluftgesteinen etwas eingehender als bisher berücksichtigen. Es soll hier noch darauf hingewiesen werden, daß in den Richtlinien noch zu der Frage Stellung genommen werden könnte, wie weit eine technisch einwandfreie und gut überwachte Entkeimungsanlage trotz vorhandener Schutzzonen eingebaut werden muß oder solche ersetzen kann.

Soviel über die hauptsächlichsten Erfahrungen, die ich bei der Anwendung der Richtlinien in der immerhin erst kurzen Zeit seit ihrer Veröffentlichung machte.

Meine Worte sollen den Wert dieser Richtlinien durchaus nicht schmälern, sie sollen nur einige Änderungen oder Ergänzungen anregen.

Die Richtlinien wollen und können niemals Norm oder gar eine Art Polizeivorschrift werden. Nur in seltenen Fällen sind sie ohne fachmännische (hydrologische, hydrogeologische und hygienische) Beratung anwendbar. Sie werden aber unbedingt ihren Zweck erreichen, wenn sie der Erkenntnis der Notwendigkeit von Voruntersuchungen und der Bereitstellung der dafür erforderlichen Mittel zu einer möglichst weitgehenden Verbreitung verhelfen.

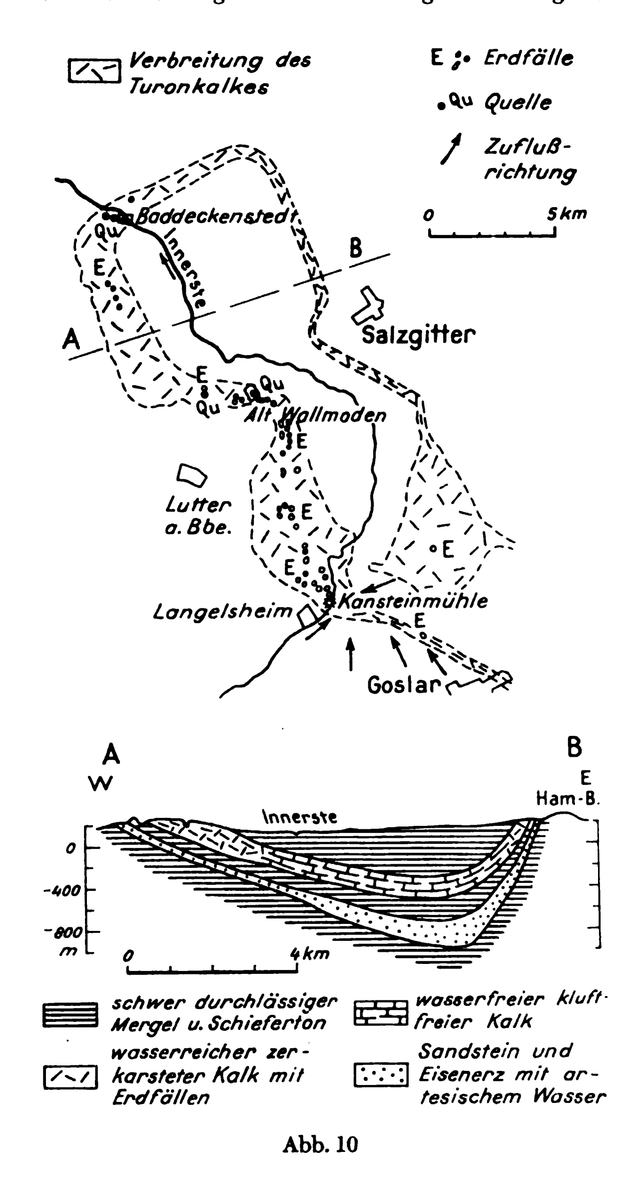


Abb. 10

Schriften

Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern: Richtlinien für die Einrid Schutzgebieten für Trinkwassergewinnungsanlagen (Trinkwasserschutzgebiete Schutzgebiete für Grund und Quellwassergewinnungs-Anlagen. Selbstverlag de Frankfurt a. M., Januar 1953.

Dienemann, W.: Hydrologische Bedeutung des Abwassers. Lehrgang des Niede ministers — Abt. Gesundheit — in Zusammenarbeit mit dem Nieders. Minist nährung, Landwirtschaft und Forsten, Abt. Wasserwirtschaft, über Abwasserhy Abwasserbeseitigung vom 26. bis 29. Oktober 1953 in Hannover, S. 21—26.

Schutz von Grundwasservorkommen in Tiefbohrungen*)

Von H. Runge, Wartjenstedt

Einleitung

Während bereits seit längerer Zeit anerkannte Heilquellen durch recht ausgedehnte, oft vielleicht sogar unnötig ausgedehnte Schutzgebiete gesichert wurden, in deren Bereich gewisse Eingriffe in den Untergrund, u. a. auch die Niederbringung von Tiefbohrungen, nicht oder nur unter Auflage von ganz besonderen Vorsichtsmaßnahmen statthaft waren, fehlte es an einer ausgeprägten sonderrechtlichen Grundlage für einen vergleichbaren Schutz von Grundwasservorkommen. Wenn mit der zunehmenden Sorge um ausreichende Wasserversorgung eigentlich erst neuerdings die Forderung nach Grundwasserschutz nachdrücklicher erhoben wurde, so kann man wohl den ersten gesetzlich verankerten Erfolg dieser Bestrebungen in der neuen Tiefbohrverordnung des Oberbergamts Clausthal-Zellerfeld vom 17. Juli 1953 — in Kraft getreten mit dem 1. Januar 1954 — und in den sie ergänzenden Bestimmungen des gleichen Oberbergamts über das Verfüllen auflässiger Tagesbohrlöcher vom 9. September 1953 finden. Während die hierdurch abgelöste Bergpolizeiverordnung des OBA Clausthal im unterirdischen Wasser nur einen Feind der Erdölvorkommen sah, enthalten die erwähnten Erlasse Bestimmungen für den ausdrücklichen Schutz solcher „Wasserhorizonte, die zur Wasserversorgung dienen oder dafür in Betracht kommen können", welche die Grundlage geben, um auf dem Wege des Betriebsplanverfahrens wirksam Schädigungen von Grundwasservorkommen vorzubeugen.

Befürchtungen der Wasserversorgung gegen Tiefbohrungen

Wenn aus Kreisen der Wasserversorgung besonders Befürchtungen gegen solche Tiefbohrungen geäußert werden, welche der Aufsuchung und etwaigen Gewinnung von Erdöl oder Erdgas dienen sollen, so liegt das wohl besonders daran, weil diese Bohrungen den größten, neuerdings sehr angestiegenen und wohl auch immer noch steigenden Anteil an den überhaupt niedergebrachten Tiefbohrungen darstellen. Außerdem spielt auch wohl der Gegensatz in der Bohrtechnik bei der Wassererschließung einerseits, bei der Aufsuchung von Erdöl andererseits eine Rolle, wenn man nämlich dem Rotaryverfahren mit seiner Dickspülung ein besonderes Mißtrauen entgegenbringt und wenn man besondere Befürchtungen an die langen unverrohrten Bohrlochstrecken knüpft, welche das Rotarybohren gegenüber der engen Rohrfolge der Trockenbohrverfahren auszeichnen.

Was wird nun befürchtet? Zunächst einmal eine Versalzung von Süßwasserstockwerken durch eine in Tiefbohrungen geschaffene Verbindung mit Salzwasser- oder Steinsalz-führenden Ablagerungen; weiterhin Schäden durch Ein-

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

dringen von Bohrspülung in durchbohrte und noch unverrohrte Süßwasserst
werke; ferner eine unerwünschte und u. U. abträgige Verbindung zwischen n
reren aufeinanderfolgenden und gleichzeitig offenen Süßwasserhorizonten;
sind die Nachteile, welche man insbesondere während der Niederbringung
Bohrung, zum Teil aber auch während einer etwa folgenden Bitumen-Gewinn
und bei einer nicht ausreichenden Verfüllung erledigter Bohrlöcher beargwö

Der gelegentlich geltend gemachte Sonderfall der Schädigung oberfläd
naher Grundwasservorkommen durch Erdölgewinnungs- und Aufbereitu
betriebe fällt nicht unter das hier behandelte Thema. Es ist aber angebra
darauf hinzuweisen, daß sich alle die vorgenannten Bedenken nicht nur ge
die sog. Erdölbohrungen geltend machen lassen würden, sondern in ähnli
Weise auf alle modernen Untersuchungsbohrungen zutreffen würden, die ja a
ganz überwiegend nach dem Rotary-Verfahren ausgeführt werden.

Kritische Würdigung der Befürchtungen und der gegebenen Sicherungsmöglichkeiten

Wesentlich für die Beurteilung der Verhältnisse zwischen der das un
rohrte Bohrloch erfüllenden Spülungssäule einerseits und andererseits den
Porenräume durchbohrter Schichten erfüllenden Flüssigkeiten sind die hy
statischen Verhältnisse bzw. Gleichgewichtszustände. Der hydrostatische D
in der Porenflüssigkeit eines Speichergesteins beträgt bei gespanntem Charak
wenn zwischen der Oberfläche am Bohrpunkt und der Höhenlage des Schi
ausbiß am Rande des Einzugsgebiets kein wesentlicher Unterschied besteht,
je 10 m Bohrlochtiefe bei reiner Süßwasserführung 1 at, für den Fall von
herrschender Salzwasserführung 1,1 at, und dem steht bei der zweckmäßi
und üblichen Form der Dickspülung als einer wässerigen Quelltonaufschw
mung von kolloidalem Charakter mit einem spez. Gew. von 1,2 für je 10
Bohrlochtiefe ein Druck von 1,2 at für je 10 m Teufe gegenüber. Dieser S
lungsdruck läßt sich durch Zusatz von Beschwerungsmitteln und sonstigen H
mitteln nach Bedarf in Sonderfällen recht wesentlich steigern.

Es herrscht also im Bohrloch normaler- und immer erreichbarerweise
Überdruck in der Spülungssäule, welcher jeden Zutritt von Salzwasser verhin
und damit auch das Eindringen von Salzwasser aus tieferen Stockwerken
höhere Süßwasser-führende Speichergesteinsschichten. Verstärkt wird d
Sperre noch durch einen sich aus der Dickspülung an der Bohrlochwandung u
insbesondere auch an der Oberfläche durchbohrter durchlässiger Schichten
scheidenden Filterkuchen. Die Bohrleitung ist in der Lage und bestrebt, du
etwa erforderlichen Zusatz von Schutzkolloiden oder anderen Zusatzstoffen
Spülung in einem solchen Zustand zu erhalten, daß ihr eigener Elektrolytgel
niedrig, also der Charakter „süß" gehalten wird, schon um zur Einsparung k
spieliger Kernbohrstrecken wertvolle elektrische Bohrlochmessungen in deren e
fachster und am leichtesten deutbaren Form in einer Spülung mit mögli
hohem elektrischem Widerstand durchführen zu können. Entsprechend läßt s
auch durch Spülungspflege deren kolloidaler Charakter gegen störende Einflü
aus dem zerbohrten Gestein schützen, um ein gleichmäßig verteiltes spez. G
und einen guten Wandbelag zu sichern. Hiermit wird zugleich auch eine g
Wasserbindung in der Spülung erreicht und einer Freiwasserabgabe an die Bo
lochwandung entgegengewirkt, welche durch Aufquellen eines mehr oder weni
reichlich in den durchbohrten tonigen Schichten enthaltenen Quelltongehalts d
Schichten in Bewegung ins Bohrloch hineinbringen würde. An diesem Beis

soll einmal gezeigt werden, wie rein bohrtechnische Gesichtspunkte eine Sorgfalt begründen, die zugleich der Sicherung durchbohrter Süßwasserstockwerke zugute kommt.

Schichten mit Steinsalzführung können und dürfen nicht mit einer süßen Spülung durchteuft werden, u. a. ist schon zum Schutz von Salzlagerstätten in den meisten Fällen eine besondere Verrohrung vorgeschrieben, ehe man mit gesalzener Spülung das Salzgebirge durchbohren darf. Diese Verrohrung sperrt dann auch höher gelegene Süßwasserstockwerke zugleich gegen salzige Spülung und Salzgebirge ab. Nach dem Inhalt der erwähnten Tiefbohrverordnung wäre diese Verrohrung aber auch ohne Rücksicht auf Salzlagerstätten allein zum Schutz höherer Süßwasservorkommen betriebsplanmäßig vorzusehen und durchzuführen.

Was das oft gefürchtete Eindringen von Dickspülung in durchbohrte Süßwasserstockwerke angeht, so wurde bereits angeführt, daß der sich ausscheidende Filterkuchen einem Eindringen von eigentlicher Dickspülung entgegensteht. Er läßt allenfalls begrenzte Mengen von Filtratwasser durch, welches bei einer elektrolytarm gehaltenen Spülung selbst Süßwassercharakter haben würde. Seine Menge wird um so geringer sein, je quelltonreicher, also wasserbindender, Spülung und Filterkuchen sind und je geringer der Überdruck in der Spülungssäule ist. Gerade aber in geringen bis mäßigen Tiefen, wie sie für Süßwasserführung in Frage kommen, besteht weder Notwendigkeit noch wirtschaftliches Interesse daran, mit einer kostspieligen Schwerspülung zu arbeiten. Dies ist um so weniger der Fall, weil unnötig schwere Spülung bei sehr durchlässigen Schichten nur zu leicht zu Spülverlusten führt, die nicht nur direkt hohe Kosten verursachen können, sondern sogar die Sicherheit des Bohrlochs gefährden könnten.

Wie gering die Eindringtiefe von Dickspülung selbst in relativ gut durchlässige und mächtige Wassersande ist, das hat sich sehr augenscheinlich gezeigt, wenn nachträglich im niederrheinischen Braunkohlenrevier als Spülbohrung niedergebrachte Bohrungen im Tagebaubetrieb angefahren wurden. (Hierauf wurde Verf. von Herrn Dr.-Ing. Nieder, Köln, hingewiesen.)

Während also bei einer reinen Mineral-Untersuchungsbohrung und auch bei Erdölbohrungen in den höheren Abschnitten, wo noch nicht mit der Möglichkeit von Erdöl- oder Erdgasvorkommen mit etwa durch Freigas erhöhtem Lagerstättendruck zu rechnen ist, alles gegen die Verwendung einer Schwerspülung spricht, wird die Lage etwas anders, wenn, insbesondere bei Aufschlußbohrungen im Neuland mit solchen, wenn auch seltenen Umständen gerechnet werden muß. Die aus Betriebsinteresse notwendige und auch vorgeschriebene Sicherungsmöglichkeit durch geeignete Absperrorgane, sog. „blowout-preventer", kann nur dadurch voll erreicht werden, daß diese Absperrorgane auf einer hinreichend tief eingebauten und fest in einem gutdichtenden Sperrgebirge durch Zementation verankerten Rohrtour angebracht werden. Diese Ankertour wird dann aber bis zu mehreren Hunderten Metern so tief eingebaut, daß praktisch immer alle evtl. Süßwasser-führenden Schichten durch sie gegen den tieferen Bohrlochteil abgesperrt sind, bzw. es würde betriebsplanmäßig vorgeschrieben werden, daß die Ankertour tief genug geführt würde, um alle für Wasserversorgung in Frage kommenden Schichten zu sperren. Bei dem sehr schnellen Bohrfortschritt einer modernen Rotarybohrung gerade in den Anfangstiefen erfolgen Einbau und Zementation der Ankertour bereits in den allerersten Bohrtagen.

Freilich sind Verf. auch Einzelfälle bekannt geworden, in denen insbesondere bei oberflächennahen Grundwasserstockwerken die Durchlässigkeit in extrem groben Schottern oder stark zerklüfteten Kalksteinen so hoch wurde. daß

auch mit einer guten und doch wenig schweren Dickspülung keine Dichtu
erreicht und Spülverlust nicht vermieden werden konnte. Aber selbst bei pleist
zänen und pliozänen Rheinkiesen traten solche Schwierigkeiten kaum auf. Wä
rend man bisher oft in den angeführten Extremfällen den obersten Teil d
Bohrlochs mit einem besonderen Schlagbohrgerät nach dem Trockenbohrv
fahren vorweg abteufte, würde sich dies heute im Falle von Schottern sic
schneller und wirtschaftlicher mit dem rotierend mit Klarwasser bei indirek
Spülung arbeitenden Portadrillverfahren durchführen lassen. (Vgl. hierzu: N
DER, Einsatz des Portadrill-Großlochbohrgerätes im rheinischen Braunkohl
bergbau — „Braunkohle, Wärme und Energie", 1953, S. 210.) In stark klüftig
Gesteinen hat man in den USA wesentlich wirtschaftlicher arbeiten können (na
div. Veröffentlichungen aus dem Jahre 1952), indem man das endgültige Rota
gerät zunächst mit Preßluftspülung arbeiten ließ und dann nach Durchteufu
und Verrohrung der stark klüftigen Schichtenfolge zum Einsatz von Dickspülu
überging. Auch für solche Extremfälle gibt es also Verfahren, welche für
Bohrindustrie wirtschaftlich verlockend und zugleich für die Wasserversorgu
unbedenklich sind.

Die weiterhin oben gestellte Frage, ob durch das Bohrloch eine Verbindu
zwischen mehreren aufeinanderfolgenden Wasserstockwerken bestehen ka
dürfte durch die vorausgehenden Ausführungen selbst für den unverrohrten T
eines Rotary-Bohrlochs bereits negativ beantwortet worden sein. Jedenfalls m
diese Gefahr viel eher bei dem in der Wasserversorgung noch immer sehr l
liebten Trockenbohrverfahren in Frage gezogen werden, solange dabei ni
hinter den Rohren eine ausreichende Abdichtung vorliegt.

Wenden wir uns nun dem Sonderfall einer in Förderung stehenden Erd
bohrung zu, wobei gelegentlich von der Wasserseite Bedenken aufkam
darüber, ob denn die durchgeführten Sperren auch auf längere Dauer di
halten. Zunächst muß festgestellt werden, daß die Erdölgewinnung hier durch
mit der Wasserversorgung gleichgerichtete Interessen verfolgt, denn sie erstr
es, daß während der Förderung jeder Zutritt hangender Wässer zur Erd
lägerstätte unterbunden bleibt und gleichzeitig auch das Erdöl nicht vom a
gezwungenen Weg durch die Steigrohre zu Tage etwa abseits in das hangen
Gebirge übertreten kann. Welchen Grad an Zuverlässigkeit kann man den e
zelnen zur Wassersperre eingesetzten Mitteln zusprechen? Zuverlässig sind
Futterrohre, welche man heute durch den Einbau besonderer Steigrohrtou
weitgehend gegen mechanische Abnützung sichert. Mit steigenden Forschun
erkenntnissen schützt man sie auch gegen chemische und organische Korrosio
schäden. Der Zementation kann man wohl wenigstens zunächst einen stark
kulationshemmenden, bei entsprechender Ausführung auch dichtenden Erf
zusprechen. Besonders wirkungsvoll aber dürften die Quelltongehalte sowohl
in Teilen des Ringraums zwischen Rohren und Gebirge verbliebenen Dicks
lung wie auch der tonigen Anteile des Gebirges selbst sein. Bentonitische u
ähnliche Tonminerale treten nicht nur in neozoischen, sondern auch relativ hä
in bereits verfestigten mesozoischen Tonsteinen und Mergeln auf. In wie rel
kurzer Zeit und wie fest sich tonige Schichtenfolgen an die Rohre anlegen,
hat man oft genug bei den Schwierigkeiten und häufigen Mißerfolgen erfahr
wenn man selbst nicht zementierte Rohrstrecken wiedergewinnen will. Bea
lich sind in dieser Hinsicht dem Verf. durch Obering. SCHUBART bekanntgegeb
Erfahrungen der Hamburger Wasserwerke über die sehr kurzfristig erfolge
und feste Anlagerung des Hamburger Tons und des Glimmertons im Miozän
Hamburger Gegend. Selbst wenn die Rohrfahrten nur wenige Meter in sol

Tonschichten standen, benötigte man zu ihrer Lösung bis zu 400 t Zugkraft. Wiederholt aber saß um die Rohre herum dann ein abgescherter Tonmantel. Das besagt also, daß schon kurzfristig eine derart dichte Anlagerung des Tons an die Rohre erfolgt war, daß diese Bindung sich als stärker erwies als der Zusammenhang des Tons in sich. Die Wirksamkeit der Abdichtung durch tonige Zwischenschichten bei deren Anlagerung an Rohre wurde im gleichen Bereich auch wiederholt bei Spiegel- bzw. Druckbeobachtungen in aufeinanderfolgenden Stockwerken bei Pumpversuchen bestätigt gefunden.

Aus dem vorausgehenden läßt sich die entsprechende Beruhigung ableiten in bezug auf die Möglichkeit der dichten Verfüllung aufgelassener Bohrlöcher.

Schlußfolgerungen

Wenn unbestreitbar das Allgemeininteresse eine angemessene Sicherung des unterirdischen Wassers erfordert, so bietet der heutige Stand der Bohrtechnik ausreichende Möglichkeit dazu. Der Bergbau als Auftraggeber oder Ausführender von Tiefbohrungen ist nicht nur verpflichtet, für angerichteten Schaden aufzukommen, sondern die neueren bergrechtlichen Sondervorschriften halten ihn auch zu vorsorglicher Vermeidung solcher Schäden im Bereich bestehender oder künftig in Frage kommender Wasserversorgung an. Insbesondere aber bei der Aufsuchung oder Gewinnung von Erdöl dienenden Tiefbohrungen besteht insofern eine besondere Sicherheit für die Wasserversorgung, als die in ihrem Interesse erforderlichen Maßnahmen zugleich auch der Sicherung der Erdöllagerstätten dienen. Wenn in der Vergangenheit hin und wieder einmal Unterlassungssünden vorgekommen sind, so haben sich diese dann auch derart nachteilig auf die Erdölgewinnung selbst ausgewirkt, daß die fortgeschrittene Erkenntnis der Zusammenhänge mehr noch, als es einschlägige Vorschriften können, erwarten läßt, daß bei der Niederbringung von Tiefbohrungen der Schutz der Grundwasservorkommen beachtet wird. Nicht immer dürfte bei der Niederbringung von Wasserbohrungen all den neueren technischen Erkenntnissen der eigentlichen Tiefbohrtechnik Rechnung getragen werden, wie z. B. bei Erdölbohrungen, und es mag auch manche Besorgnis in Wasserversorgungskreisen in mangelnder Kenntnis der in der heutigen Tiefbohrtechnik gegebenen Möglichkeiten begründet sein. Jedenfalls würde eine engere Zusammenarbeit und ein erweiterter Erfahrungsaustausch nur fruchtbar sein können.

86jährige Grundwasserganglinie von Berlin

(Ein Ergebnis des ältesten existierenden Grundwasserdienstes)*)

Mit 1 Abbildung

Von J. Denner, Koblenz

In Berlin, wo, wie wohl kaum an einer anderen Stelle, fast alle denkbaren wasserwirtschaftlichen und hydrologischen Probleme auf einen mehr oder weniger engen Raum konzentriert sind, wurden Ende der 1860er Jahre anläßlich der Vorarbeiten für die Kanalisation der Stadt ein Grundwasserbeobachtungsdienst mit 28 Beobachtungsrohren eingerichtet und die Beobachtungen bis heute in dem unterdessen bis auf etwa 2000 Beobachtungsrohre angewachsenen Grundwasserbeobachtungsnetz so gut wie lückenlos durchgeführt. Die Auswertung der Untersuchungen der ersten Jahre zeitigte damals bereits wichtige Ergebnisse, so u. a. die Erkenntnis, daß das Grundwasser von den seitlichen Höhen des Berliner Urstromtales her senkrecht oder schräg auf die Spree zufließt und diese speist, umgekehrt bei HW Flußwasser aus der Spree in das Grundwasser übertritt. Diese Feststellungen bilden einerseits die ersten Erkenntnisse über die hydraulischen Wechselbeziehungen zwischen Fluß- und Grundwasser in diesen Gebieten, andererseits die ersten Anhaltspunkte gegen die später aufgetauchte irrige Anschauung, daß das Grundwasser in den Urstromtälern zum Meere abfließe.

Der auf Initiative ärztlicher Seite von den Bauingenieuren der Stadt Berlin geschaffene Grundwasserbeobachtungsdienst war schon damals in mancher Hinsicht sachgemäßer eingerichtet, als dies heute mitunter der Fall ist. Wenn auch zeitlich noch ältere, vorübergehende Grundwasserbeobachtungen (1836 in Sussex/Engl., 1856 in München, 1865 in Brünn) bekannt sind, so ist doch in Anbetracht der vorbildlichen Einrichtung und der lückenlosen Durchführung der in Betracht kommenden verschiedenartigen Beobachtungen der Grundwasserbeobachtungsdienst in Berlin mit Recht als die älteste wissenschaftlich wertvolle derartige Einrichtung zu bezeichnen.

Das Ergebnis ist eine in dieser Art und Vollständigkeit einzigartige, für den Verlauf des Grundwasserstandes der Innenstadt Berlin charakteristische Ganglinie (Abb. 1)[1], die zugleich ein Spiegelbild der Entwicklung und jeweiligen Wirtschaftslage Berlins darstellt.

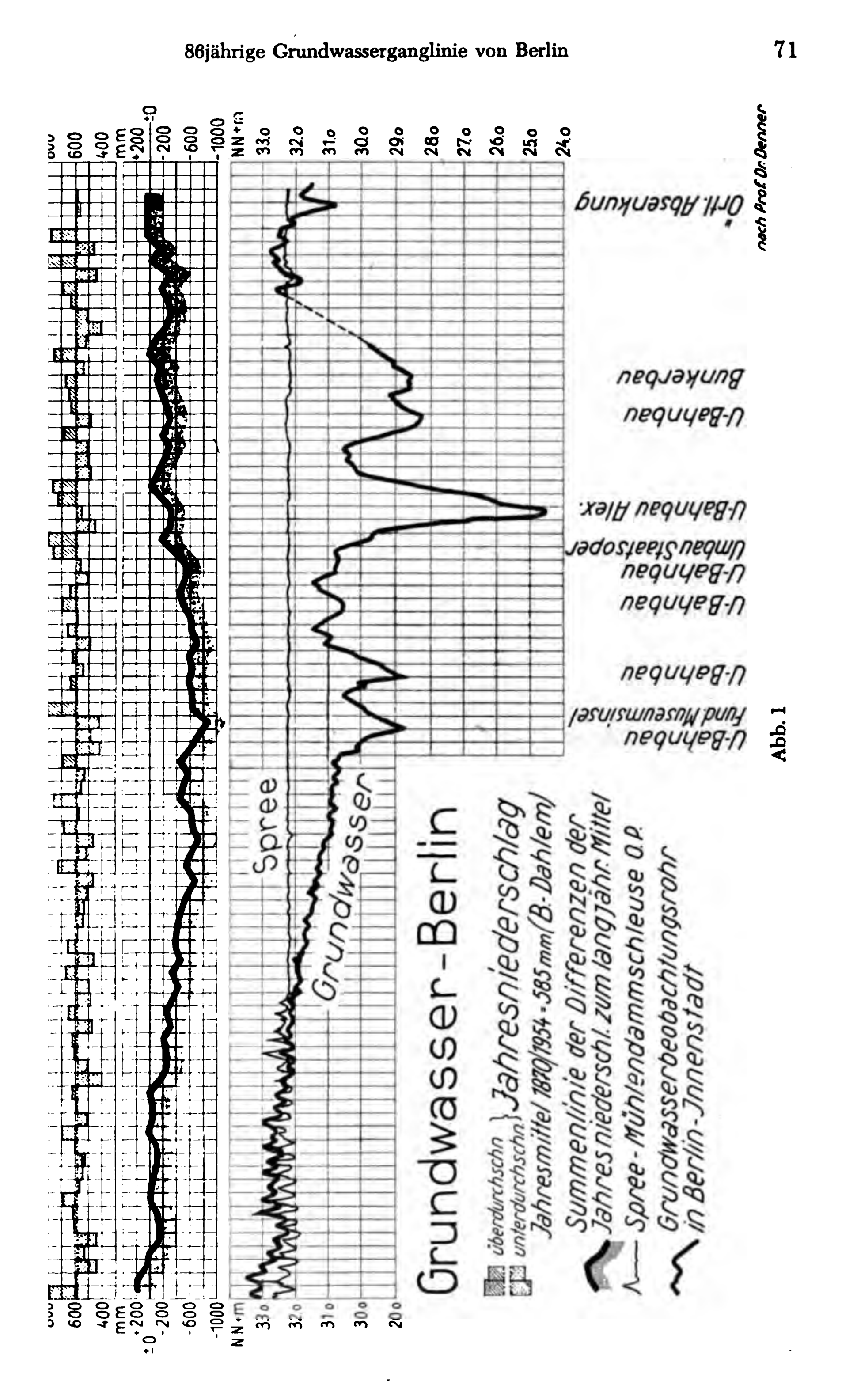
In einem ersten Zeitabschnitt bis etwa zum Jahre 1885 sind die natürlichen jahreszeitlichen Schwankungen des Grundwasserstandes des gemäßigten kontinentalen Typus mit HW im April/Mai und NW im Oktober/November sowie der langjährige Gang dieser Jahre erkennbar.

In dem Zeitabschnitt von 1885 bis 1939 herrscht, im ganzen gesehen, fallende Tendenz des Grundwasserstandes vor, deren Ursachen neben einem bestimmten Einfluß der meteorologischen Verhältnisse in der Summenwirkung verschiedener Einzelfaktoren im Zusammenhang mit der

---

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

[1]) Ausgewählt aus den übrigen gleichartigen ältesten Ganglinien.



Grundwasser-Berlin
überdurchschn.
unterdurchschn.
Jahresniederschlag
Jahresmittel 1870/1954 = 585 mm (B.-Dahlem)
Summenlinie der Differenzen der Jahresniederschl. zum langjähr. Mittel
Spree-Mühlendammschleuse O.P.
Grundwasserbeobachtungsrohr in Berlin-Innenstadt
Spree
Grundwasser
U-Bahnbau
Fund Museumsinsel
U-Bahnbau
U-Bahnbau
U-Bahnbau
Umbau Staatsoper
U-Bahnbau Alex.
U-Bahnbau
Bunkerbau
Örtl. Absenkung
nach Prof. Dr. Denner
600
400
mm
+200
±0
-200
-600
-1000
NN+m
33.0
32.0
31.0
30.0
29.0
28.0
27.0
26.0
25.0
24.0

Abb. 1

Entwicklung der Stadt Berlin zur Groß- und Industriestadt liegen. Es sind (dauernde Grundwasserentnahmen für gewerbliche und industrielle Betri (Einzelwasserversorgungen, örtlich auch für öffentliche Wasserversorgung Kanalisierung der Spree (örtlich Einschränkung der Wechselwirkungen zwisc Fluß- und Grundwasser, Beschneidung der Hochwasserwirkung), Vorenthalt der Niederschläge (durch Bedeckung und Bebauung großer Flächen, Abführ von Schnee, Schneeschmelzwässern und Regenmengen aus der Innenstadt dı die Kanalisation auf die Rieselfelder oder in Vorfluter), vorübergehende Gru wasserentnahmen (etwa ab Anfang des Jahrhunderts zur Trockenlegung Baugruben für Großbauten, gekennzeichnet in der Ganglinie durch einz Absenkungsspitzen. Größte Absenkung z. B. beim U-Bahn-Bau Alexanderpl rd. 15 m, Gesamtdurchmesser des Senkungstrichters 7 km).

Die Grundwasserentnahmen in Groß-Berlin betrugen etwa seit dem Ja 1928 rd. 300—350 Mill. m³/Jahr, davon entfallen auf die Einzelentnahmen 50 Mill. m³ (1942 etwa 70 Mill. m³), vorübergehende Entnahmen für Gı bauten etwa 50 Mill. m³, Wasserwerke Berlins etwa 200 Mill. m³.

Bei der Grundwasserabsenkung in der Innenstadt durch zahlreiche I nahmen liegt der Einfluß weniger in der einzelnen Entnahme als v mehr in der Summenwirkung. Diese Erscheinung bereitete deshalb jeher größte Schwierigkeiten bei der rechtlichen Behandlung und Erfassung Grundwasserschäden.

Überraschende und außergewöhnliche Verhältnisse brachte der Krieg au beim Grundwasser Berlins mit sich. In den Jahren von 1939 bis 1945/ erfolgte ein außergewöhnlicher Anstieg des Grundwassers bis auf eine Hö wie sie seit 1885 nicht mehr erreicht worden war und in dieser Höhe dem eige lichen natürlichen Grundwasserstand entspricht. Verursacht ist dieser Anst durch die Summenwirkung genau derselben Einzelfaktoren, welche Grundwasserabsenkung in den vorhergegangenen Jahrzehnten bedingten, mit umgekehrtem Vorzeichen, und zwar sind diese Ursachen kriegsbedingt, nä lich durch Einstellung der großen Bauvorhaben und Grundwasserabsenkung, E stellung oder Drosselung der Einzelwasserversorgungen, Wiederbeginn der V sickerung der Niederschläge in zerstörten oder beschädigten Stadtteilen, örtl und vorübergehend Versickerung von Wasser aus kriegsbeschädigten Rohrl tungen der Wasserversorgung, Stadtentwässerung usw., desgl. von Oberfläch wasser aus kriegsbeschädigten Fluß- und Kanalstrecken, Erhöhung der St haltung der Spree unterhalb der Mühlendammschleuse um 40 cm aus schiffahı technischen Gründen.

Die genannten ursächlichen Faktoren summierten und steigerten sich zum Kriegsende und noch darüber hinaus immer mehr und erreichten mit de Höhepunkt der Zerstörungen und nach Einstellung der Kampfhandlungen folge der darniederliegenden Wirtschaft auch den Höhepunkt ihrer Wirkun weise.

Nach Auffüllung des unterirdischen Speichers im Raum Berlin etwa Winter 1945/46 [2]) konnten die natürlichen Wirkungen der Niederschläge so die Wechselbeziehungen zwischen Fluß- und Grundwasser wieder in Ersd nung treten bis etwa zum Jahre 1950, wo dieselben Absenkungserscheinungen in den vorhergegangenen Jahrzehnten wiederbeginnen, und zwar infolge Gru wasserentnahme zur Trockenlegung von Baugruben usw. im Zuge des Wie aufbaues Berlins. Der hohe Grundwasserstand nach dem Krieg in Berlin

[2]) Durch Messungen an anderen Beobachtungsstellen belegt.

nur ein vorübergehender Zustand[3]), in Zukunft wird die Grundwasserstandsganglinie wieder einen ähnlichen Verlauf nehmen, wie ihn die Abbildung seit Anfang des Jahrhunderts zeigt.

Zum Verständnis der Beziehungen des Grundwasserstandes zum benachbarten Vorfluter und als Maßstab der Grundwasserstandsveränderungen ist vergleichsweise der Gang des Spreespiegels (Mühlendamm-Schl. OP) aufgetragen. Die Ganglinie zeigt den natürlichen Zustand bis rd. 1890/92 mit den natürlichen Schwankungen des Spreespiegels entsprechend den jahreszeitlichen meteorologischen Verhältnissen sowie hydraulischen Wechselbeziehungen zwischen Spree und Grundwasser.

Ab 1892 blieb die Grundwasseroberfläche bis 1945 unter dem Spreespiegel (Stauhaltung infolge Kanalisierung der Spree NN + 32,28 m), die Speisung der Spree und die hydraulischen Wechselbeziehungen hören auf. Hinsichtlich der Entnahme von Grundwasser bedeutet dies u. U. gleichzeitig auch eine Entnahme von uferfiltriertem Wasser oder, richtiger gesagt, Seihwasser, und, rechtlich gesehen, mittelbare Ableitung von Flußwasser.

Die Lage der Grundwasseroberfläche unter Flußspiegel bei oder infolge künstlicher Eingriffe birgt eine Menge von schwierigen Problemen in sich, die neben wasserwirtschaftlichen Belangen insbesondere auch außerordentlich verwickelte rechtliche Fragen einschließen. So stellen sich beispielsweise auf bautechnischem Gebiet in zahlreichen Fällen infolge der verschiedenartigen alluvialen Einlagerungen im diluvialen Untergrund Setzungen und Sackungen von Gebäuden usw. im Kausalzusammenhang mit den Grundwasserabsenkungen ein. Die technische Schwierigkeit der Schadensfeststellungen lag hierbei vielfach in der Art der Baugründungen, die früher, also vor Jahrzehnten, zwar nach den anerkannten Regeln der Baukunst vorgenommen wurden, aber naturgemäß den späteren, damals überhaupt noch nicht vorauszusehenden großen Grundwasserabsenkungen mit ihren Folgewirkungen nicht gerecht werden konnten. Andererseits war es in den wenigsten Fällen oder überhaupt nicht möglich, den Nachweis zu führen, welche von den zahlreichen sich abwechselnden und überschneidenden Einzelabsenkungen des Grundwassers die Häuser-, Gebäude- und andere Schäden verursachten und in welcher Form oder in welchem anteiligen Maße. Alle diese Erscheinungen gestalteten die rechtliche Behandlung der Grundwasserschäden außerordentlich verwickelt. Der dadurch in den Jahren bis zum Kriegsbeginn 1939 lawinenartig angewachsene Fragenkomplex fand eine radikale Lösung durch die Bombenangriffe auf Berlin.

Der plötzliche starke Anstieg des Grundwassers brachte wieder andere umfangreiche Schäden und Nachteile mit sich durch Verwässerungen und Überschwemmungen tiefliegender Räume, Keller und sonstiger Bauwerke, bei denen entsprechende Maßnahmen in Unkenntnis oder Nichtberücksichtigung der wechselnden Grundwasserhöhen versäumt wurden. Auch hierfür geben ebenfalls nur die sehr langjährigen Ganglinien den Hinweis, daß die Grundwasserverhältnisse nicht nach einem augenblicklichen Zustand oder nach dem einer kurzfristigen Jahresreihe beurteilt werden dürfen, sondern bei Bauvorhaben unter Umständen mit unerwartet großen Schwankungen des Grundwasserstandes gerechnet werden muß. Wie durch Feinnivellements nachgewiesen ist, können sich Bauwerke über ungünstigem Baugrund im Kausalzusammenhang mit den verschiedenartigen Veränderungen des Grundwasserstandes bis zu 100 mm und darüber heben oder

---

[3]) J. Denner: Gutachten über die Grundwasserverhältnisse und den hohen Grundwasserstand in der Innenstadt Berlin i. J. 1945/46. Hrsg. v. Magistr. v. Groß-Berlin 1947.

senken. Selbst bei Sandböden konnten Zusammenhänge zwischen Gebäudehöhe und Grundwassersenkungen festgestellt werden.

Die Niederschläge, ein maßgeblicher Faktor für den Gang des Grundwasse standes, sind als absolute Jahressummen mit der Abweichung vom langjährige Jahresmittel 1870/1953 (585 mm) sowie als Summenlinie der Differenzen d Jahresniederschläge zum langjährigen Mittel dargestellt. Wenn auch der Ve gleich der Niederschläge ohne Berücksichtigung der Verdunstungs- und Abflu verhältnisse usw., für welche keine oder nur unzulängliche Unterlagen von Berl vorliegen, mit dem Gang des Grundwasserstandes nur ein Bild in großen Züge ergeben kann, so lassen sich doch recht interessante Beziehungen erkennen. D erstere Darstellung gibt ein Bild von den Niederschlagsverhältnissen der ei zelnen Jahre, d. h. darüber, ob es sich in den einzelnen Jahren um ausgesproche nasse Jahre, Trockenjahre oder mehr oder weniger normale Jahre im Verglei zum langjährigen Durchschnitt handelt. Die hier erstmals angewandte Summe linie der Differenzen gibt dagegen ein interessantes Bild von der Summe wirkung der Niederschläge über sehr lange Jahresreihen hinweg und läßt anschaulicher Weise weitgehendere Beziehungen, als bisher angenommen wurd zwischen Grundwasserstand und Niederschlägen trotz der vorübergehende großen Grundwasserabsenkungen erkennen.

Gerade die älteste über nunmehr bald 90 Jahre sich erstreckende Grun wasserganglinie von Berlin beweist, daß nur aus ganz langfristige Jahresreihen Erkenntnisse über ein allgemeines Fallen oder Steige der Grundwasseroberfläche gewonnen werden können. Aus kurzen Jahresreihe läßt sich ein solches Bild nicht gewinnen, denn die einzelnen Zeitabschnitte mi im ganzen gesehen, fallender oder steigender Tendenz der Niederschläge un damit des Grundwassers können sich, wie die Ganglinien der Abbildung zeige jeweils über mehrere Jahrzehnte erstrecken. Weitere Untersuchungen in diese Richtung sind im Gange.

Wären die künstlichen Eingriffe in die natürlichen Grundwasserverhältniss nicht erfolgt, hätte der Gang des Grundwasserstandes zweifellos eine den Ve lauf des Niederschlagsganges in langjähriger Reihe angenäherte Form angenon men, wie dies in der Zeit bis anfangs der 1890er Jahre sowie nach Beendigun der künstlichen Eingriffe in den Jahren 1946/49 der Fall ist.

Die Entwicklung und jeweilige Wirtschaftslage Berlins zeichnet sich a Spiegelbild in der Grundwasserganglinie in den einzelnen Zeitabschnitten wi folgt ab:

1870 (und früher) .... rd. 1890	kleinstädtische Wirtschaft	hoher natürlicher Wasserstand
Anfang 1890er Jahre 1939	Entwicklung der Stadt zur Groß- und Industriestadt	tiefer Grundwasserstand vo wiegend infolge künstlich Eingriffe
1939 .... rd. 1950	durch Kriegseinwirkung darniederliegende Wirtschaft	Wiederanstieg bis zum n türlichen hohen Grundwa serstand
ab 1950 ff.	Wiederaufbau und Weiterentwicklung Berlins	wieder abfallender tiefer Grundwasserstand infolge künstlicher Eingriffe

Für die Zukunft ist im Zusammenhang mit dem Fortgang und Ausmaß d Wiederaufbaues der Stadt, ihrer Industrie und Wirtschaft die Wiederholung äh licher künstlicher Grundwasserstandsänderungen zu erwarten wie in den vor gegangenen Jahrzehnten.

Geologie und Grundwasserbilanz im südlichen Wiener Becken*)

Mit 2 Abbildungen

Von H. KÜPPER, Wien

Zusammenfassung

Die mit der Entwicklung Wiens als soziale Struktur zusammenhängende ntwicklung der Trinkwasserversorgung wird kurz skizziert und auf den Kehr- nkt des Jahres 1947 hingewiesen, seitdem der Einbau der Grundwasserkörper s südlichen Wiener Beckens in den Rahmen der Trinkwasserversorgung Wiens r Diskussion steht.

Ein in der Beckenachse des südlichen Wiener Beckens verlaufender sehr ıger tektonischer Senkungsstreifen (Mitterndorfer Senke) läßt die Vorbedin- ngen für das Vorhandensein ausgedehnter Grundwasserleiter innerhalb seiner ıotterfüllung erwarten.

Hydrologische Erwägungen lassen zu, die oberirdisch austretenden und in erflächengerinnen abfließenden Grundwassermengen zu schätzen.

Es ergibt sich eine erste Rohbilanz, die vorläufig ohne Zuhilfenahme meß- hnischer Wertbestimmungen zuläßt, abzuschätzen, an welche Gebiete und lche Grenzen bei einem künftigen Entzug zu denken sein wird, dessen Ziel ht der Abbau des Grundwasserkörpers, sondern die Einfügung des Entzuges die natürliche Regeneration sein wird.

a) Allgemeine Situation (Abb. 1)

Wie für jede Großstadt, so ergibt sich auch für Wien die Notwendigkeit ıer wissenschaftlichen Beschäftigung mit Fragen der Wasserbeschaffung in ster Linie auf Grund der Entwicklung der Stadt als sozialer Körper. Wien tte im Jahre 1851 430 000, 1920 1 840 000 und 1952 1 760 000 Einwohner. r direkte Anlaß zu einer großzügigen Beschäftigung mit Wasserfragen waren Choleraepidemien 1831 und 1855. EDUARD SUESS, der als junger Natur- ssenschaftler 1852 nach Wien gekommen war, hat die Epidemie vom Jahr 55 selbst mitgemacht und es mag sein, daß die damit verknüpften Erlebnisse ı dazu angeregt haben, sich mit dem Boden von Wien näher zu beschäftigen. 62 ist seine im Wiener Kreis berühmt gewordene Studie erschienen, in der zum erstenmal ein naturwissenschaftlich fundiertes Bild des Vorkommens von undwässern in den verschieden hohen Terrassenstufen des Wiener Gebietes tworfen hat. Er hat im Laufe der weiteren Entwicklung auf die vollkommene ızulänglichkeit der damaligen Trinkwasserversorgung hingewiesen und von n stammt der treibende Gedanke, die für den Bau der 1. Hochquellenleitung zusehenden Quellen so weit wie möglich außerhalb des Wiener Stadtbereiches fassen.

---

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesell- ft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

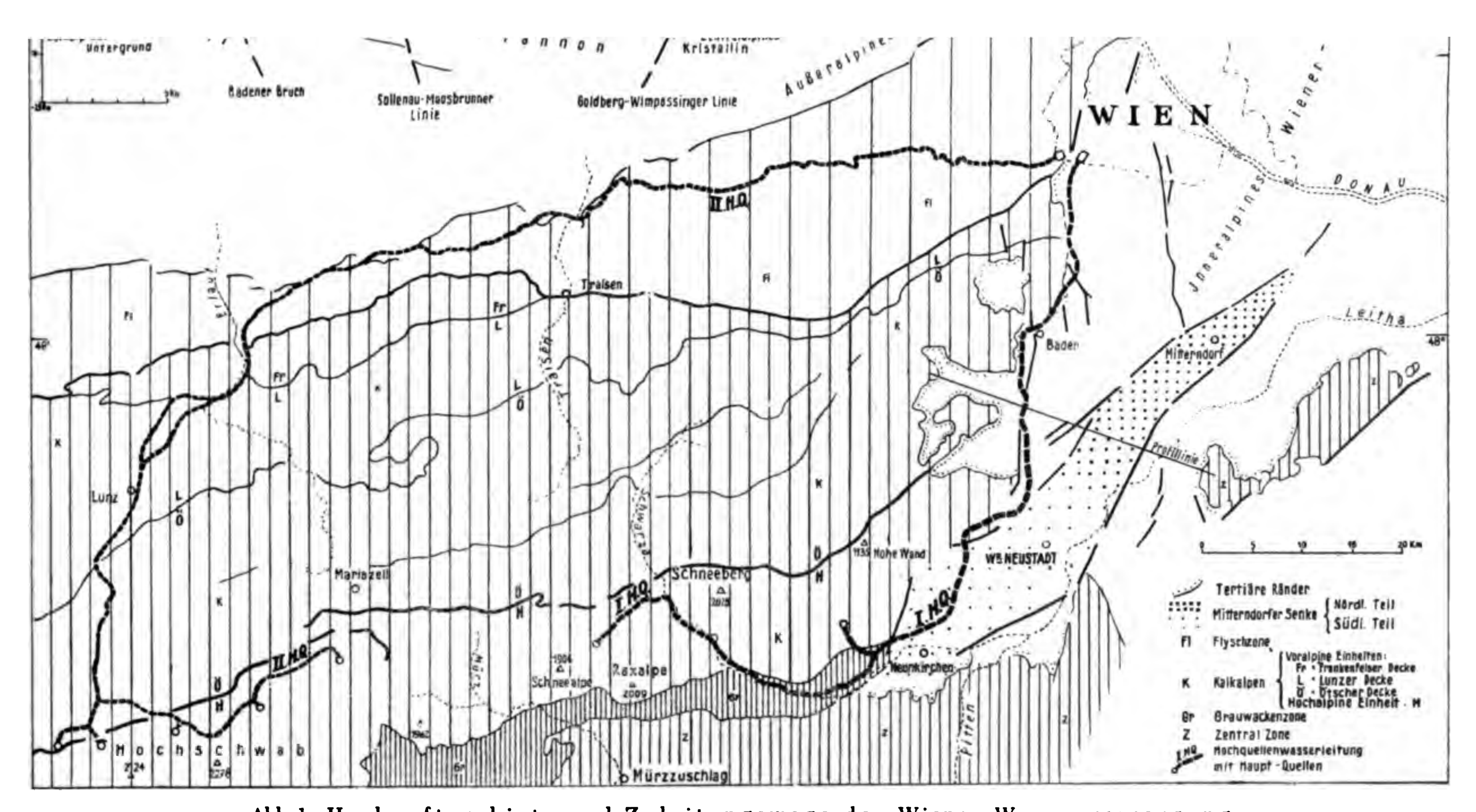


Abb. 1. Herkunftsgebiete und Zuleitungswege der Wiener Wasserversorgung.
a) Hochquellenleitungen von Karstquellen aus den Kalkalpen, 1. H.Q. 1873 Schneeberg-Raxgebiet, 2. H.Q. 1910 Hochschwabgebiet. b) Grundwassergebiet im südlichen Wiener Becken mit Querprofil (links oben) ist zukünftiges Entzugsgebiet.

Die weitere technische Entwicklung ist bekannt. Die 1. Hochquellenleitung vurde am 24. Oktober 1873 eröffnet; mit einer Maximalleistung von etwa 20000 m^3/Tag, die aber in Trocken- oder Kälteperioden fast bis auf die Hälfte urückgehen kann; diese 1. Hochquellenleitung hat nicht Schritt halten können uit der rapiden Aufwärtsentwicklung der damaligen Kaiserstadt, so daß man um ie Jahrhundertwende zum Bau der 2. Hochquellenleitung übergegangen ist. Sie urde am 2. Dezember 1910 eröffnet. Sie bringt 230 000 m^3/Tag maximal nach 'ien und auch ihr liegt das Gedankenkonzept zugrunde, Quellen zu fassen, die technisch gerade noch vertretbarer Entfernung, aber doch weit von der Groß- adt entfernt liegen.

Wenn auch die Bevölkerungszahl seit 1920 annähernd stationär geblieben :, so stieg in den darauffolgenden Dezennien der Wasserverbrauch weiter an s Folge der sozialen Weiterentwicklung. Wien steht heute bei einem mittleren agesverbrauch von 365 000 m^3, der aber zu Spitzenzeiten bereits bis 500 000 m^3 gestiegen ist. Aus der Gegenüberstellung dieser Zahlen mit denen der Ergie- gkeit der beiden Hochquellenleitungen ergibt sich die Notwendigkeit eines eiteren grundsätzlichen Schrittes in der Wasserversorgung Wiens mit zuneh- ender Dringlichkeit. Bautechnische Maßnahmen im Zusammenhang mit Be- ebung von Kriegsschäden und nicht zuletzt das katastrophale Trockenjahr 1947 aben den Anstoß dazu gegeben, jene Arbeitsbereiche in einer Studienkom- nission zusammenzuführen, von denen erwartet werden konnte, daß sie wesent- ich an den Arbeiten für eine 3. Wasserleitung Wiens mitbeteiligt sein würden. Dies geschah bereits Ende 1947 und die genannte Studienkommission hat gegen Ende 1953 die erste Etappe ihrer Vorarbeiten abgerundet, so daß die Rich- tung ungefähr abgesteckt ist, in welcher sich die weiteren Arbeiten bewegen werden.

Wien liegt an der Donau und es ist nur zu begreiflich, wenn im Laufe der Zeit mehrmals Empfehlungen dahingehend aufgetaucht sind, welche an eine ırschließung jenes Grundwasserspiegels dachten, der mit dem Donaulauf selbst usammenhängt. Es muß deshalb ausdrücklich betont werden, daß von seiten er Wiener Stadtverwaltung in Weiterentwicklung einer bewährten Tradition ı Jahre 1948 der genannten Kommission nahegelegt wurde, der Qualität des erschließenden Grundwassers das Augenmerk zu widmen und erst in zweiter nie, wenn sich keine anderen Möglichkeiten ergeben sollten, an den Grund- ısserspiegel des Donautales zu denken. Es war deshalb der Arbeit des Geo- gen in zweierlei Hinsicht eine Marschroute vorgeschrieben. Einerseits war es r, daß die Erschließung von zusätzlichen Gebirgskarstquellen nicht in Frage ne, andererseits wurde Qualitätsgrundwasser gefordert.

b) Die geologische Situation

Im Jahr 1951 erschien im Rahmen der Geologie von Österreich (2. Auflage) zusammenfassende Aufsatz über das inneralpine Wiener Becken von R. Jano- ek. In diesem Aufsatz sind sämtliche geologische Daten, welche sich im Laufe Erdöluntersuchungen bis 1945 angehäuft hatten, auf moderne Weise ver- eitet und erschöpfend dargestellt. Auf verschiedenen Teilgebieten der Tertiär- logie setzten jedoch nach 1947 Neubearbeitungen ein, deren Resultate jetzt . zugänglich sind und die schon bei der Bearbeitung der Geologie des Grund- ssers mitberücksichtigt werden konnten.

Auf stratigraphischem Gebiet wurden die Makrofaunen des Pannon und mat [Papp 1951 (1953) und 1952 (1954)] durchgearbeitet, für das Torton

einige Gruppen einer Sonderbearbeitung unterzogen (SIEBER 1944, 1951 un 1950).

Die tertiären Vertebraten wurden ebenfalls im Hinblick auf die Ökologi ihres Vorkommens untersucht (THENIUS 1955).

Schließlich hat sich die auf Grund der Mikrofaunen bereits früher durd R. GRILL erarbeitete Zonengliederung für weite Bereiche des pannonischen Rau mes bis nach Jugoslawien als brauchbare Korrelationsbasis erwiesen. Ein Sonder zweig der Mikropaläontologie ist die morphogenetische Betrachtungsweise, au Grund welcher eine zusätzliche Verfeinerung der Stratigraphie erreichbar er scheint (PAPP & TURNOWSKY 1953 und PAPP 1953).

Der ganze Fragenkreis der Pleistozänstratigraphie wurde von stratigra phischer und paläontologischer Seite neu aufgerollt (PAPP & THENIUS 1949 un KÜPPER 1952). In letzter Zeit werden morphologische Revisionen aktuell, i welche Daten der modernen Bodenkunde Eingang finden, durch welch letzter eine Feingliederung der jungpleistozänen Abschnitte erreichbar erscheint (FIN & MADJAN 1954).

Nicht alle diese Daten haben direkt Bezug auf den geologischen Rahmer in dem sich das Grundwasser bewegt. Sie alle bewirken jedoch eine Festigun des Erkenntnisbestandes, der sich für die Grundwassergeologie wichtig auswirk und eine tektonische Revision, vorläufig des südlichen Teiles des Wiener Becken: unter Herausarbeitung der baugeschichtlichen Gesichtspunkte (KÜPPER 1953 un 1954) ergeben hat.

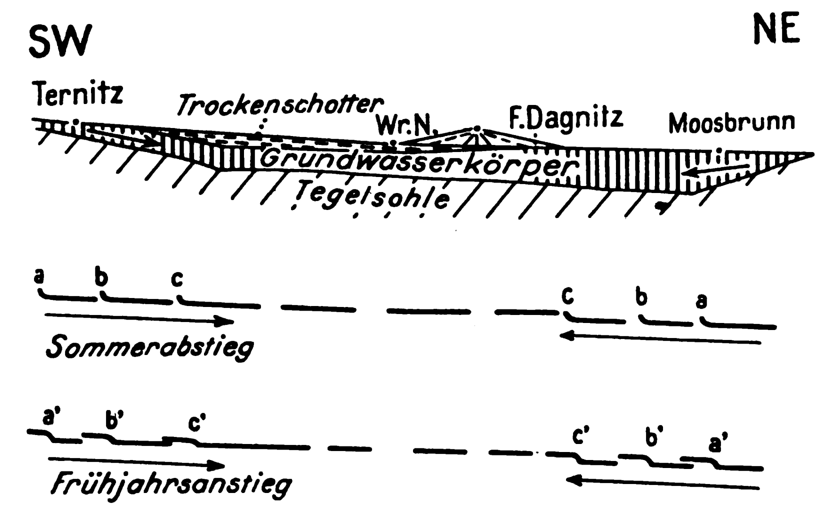
In Weiterentwicklung der skizzierten Arbeitsrichtungen hat es sich erwiese daß im südlichen Wiener Becken ein junger, tektonisch angelegte Senkungstrog vorhanden ist, welcher mit Schottern und deren Porenrau mit Grundwasser gefüllt ist. Dieser Senkungstrog ist etwa 40 km lang, 2—8 k breit und 50—150 m tief [1]); er wurde bereits 1932 in seinen Umrissen durc J. STINI erkannt und erweist sich nun in seinem südlichen Teil als prädazisch b altpleistozän angelegt; die tektonische Ausgestaltung seines nordöstlichen Teil fällt in das Alt-Mittelpleistozän. Die Richtung der Mitterndorfer Senke stellt i der baugeschichtlichen Entwicklung des südlichen Wiener Beckens ein neu Element dar, das nicht die pliozäne tektonische Ausgestaltung konsequent we terführt, sondern diese nach dem Plan der Mürztallinie durchbricht.

c) Hydrogeologie

Die Mitterndorfer Senke ist auch für die praktische Hydrogeologie da Kernproblem par excellence, da nur in ihr die geologischen Vorbedingungen fü die Entwicklung horizontal und vertikal mächtiger Grundwasserleiter gegebe sind. Detailuntersuchungen zur Klärung der Porositätsverhältnisse stehen in Au sicht. Der Senkungstrog umfaßt nach Schätzung ein Wasservolumen, das be vorsichtiger Berücksichtigung der Porosität etwa dem Traunsee (mehr als 2,3 Mil liarden m^3) entspricht. Ist dies mengenmäßig ein erfreuliches Resultat, so war e weiterhin nötig, Daten über den Grundwasserhaushalt dieses Riese körpers zu sammeln, denn der Grundwasserkörper liegt inmitten eines der lan wirtschaftlichen und industriellen Kerngebiete Österreichs, so daß an eine Entzug von Grundwasser als Abbau nicht gedacht werden kann, sondern e Entzug immer zur natürlichen Regeneration in Beziehu stehen muß.

[1]) Eine Beginn 1955 ausgeführte Erkundungsbohrung hat in der Trogachse einen du keine undurchlässigen Lagen unterteilten Schotterkörper von 109 m Mächtigkeit angetrof

Es ergab sich deshalb als zweite wesentliche Frage für den Geologen, um ι Zusammenarbeit mit Hydrologen und Hydrographen jene Gesichtspunkte erauszuarbeiten, aus denen Daten ableitbar waren, die über jene Grundwasser- ıengen Auskunft geben, welche das südliche Wiener Becken donauwärts ver- ıssen. Es wurde der Chemismus des Grundwasserkörpers unter- ucht; es wurden die Wassermengen der Oberflächengerinne auf lie Menge ihrer Wasserführung untersucht, um Grundwasserzutritte in die 'lußläufe festzulegen; es wurden die morphologischen Überlaufs- chwellen des südlichen Wiener Beckens in der Richtung Donau durch Bohr- ırofile abgetastet, um festzulegen, wie groß die Wassermenge sei, die eventuell ıeben den Oberflächengerinnen das südliche Wiener Becken in einem Schotter- örper verläßt. Alle diese Arbeitsrichtungen haben zu einer hydrogeologischen ırbeitshypothese geführt, nach der die jahreszeitlichen Grundwasserbewegungen twa so vor sich gehen dürften, wie dies in beiliegender Skizze angegeben ist.



bb. 2. Schema der Grundwassereinsätze im Beckenlängsprofil. Pfeile eben die Fortpflanzungsrichtung der Einsätze an, wobei etwa gleiche Zeitmomente im Profil durch gleiche Buchstaben angedeutet sind.

Die vorliegenden Daten weisen nicht darauf hin, daß, wie ursprünglich an- enommen, durch das südliche Wiener Becken von seiner gebirgsseitigen Wurzel bwärts in nordöstlicher Richtung das Grundwasserbecken durch mehrere ein- iche Grundwasserwellen durchwandert werden würde. Der An- und Abstiegs- organg scheint vielmehr komplizierter zu sein (Abb. 2), und zwar derart, daß ie verschiedenen Einsätze sich vom Nordost- und Südwestende des mit Grund- asser gefüllten Troges gegen das Zentrum hin fortzupflanzen scheinen, eine rscheinung, die mit einer gewissen Stauwirkung in der zentralen Grundwasser- ıne zusammenhängen dürfte, die wiederum durch seitliche Einspeisung mit- einflußt sein wird.

Alle die genannten Daten haben jedoch auch zahlenmäßig zu einem Resultat führt, nach welchem sich ein unterer Wert angeben läßt, wieviel Grund- ısser das südliche Wiener Becken donauwärts durch- hnittlich verläßt. Dieser Wert liegt nach aller Wahrscheinlichkeit zwi- en 5 und 10 m^3/sec[2]) und es ist klar, daß dieser untere Wert eine Größe ist,

welche bei Bedachtnahme auf eine Erhaltung des bestehenden Gleichgewichte von richtunggebender Bedeutung ist. Es hat sich aus den Arbeiten letzten Ende auch insofern ein interessanter Aufschluß ergeben, als in den Ausarbeitunge der Studienkommission des Jahres 1863 für die damalige Zeit sehr verläßlich Grundwasserschichtenlinien für bestimmte Teile des südlichen Wiener Becken enthalten sind. Diesen Schichtenlinien konnten nun nach einem Interval von 90 Jahren nochmals Grundwasserschichtenlinien gegenübergestellt we den. Mit allen Reserven, die bei einem derartigen Vergleich in acht genomme werden müssen, läßt sich sagen, daß es sicher große Gebiete gibt, wo de Grundwasserspiegel in der genannten Zeitspanne stationär geblieben ist, daß e auch Gebiete gibt, wo der Grundwasserspiegel scheinbar angestiegen ist; da es auch Gebiete geben mag, wo eine negative Änderung des Grundwasse spiegels vor sich gegangen ist, soll nicht bestritten werden.

Es mag aufgefallen sein, daß im Zuge der eben skizzierten Untersuchunge keine wie immer gearteten meßtechnisch festgelegten Resultate über Richtun Geschwindigkeit und Porosität des Grundwasserkörpers eingebaut sind. Es i im Auge zu behalten, daß wir es hier mit einem sehr großen geschlossene Grundwasserkörper zu tun haben, dessen Durchlässigkeits- und Strömungsve hältnisse sich im Laufe seiner Längserstreckung sehr wahrscheinlich nicht unb deutend ändern werden. Hätte man in diesem Stadium der Untersuchunge schon zu meßtechnisch fundierten Angaben greifen wollen, so wäre es nöti gewesen, diese über einen sehr großen Teil des Beckenlängsprofiles zu erstrecke Da derartige Resultate doch wieder mit Hilfe geologischer Interpolation hätte integriert werden müssen, ist man bewußt zuerst den einfacheren Weg gega gen, indem man getrachtet hat, auf Grund der Erfassung der hydro geologischen Rahmenbedingungen zu einem Eindruck übe die vorhandenen Grundwassermengen zu kommen. Daß diese Gedankengang hier zu einem Resultat geführt hat, spricht dafür, daß die

geologischen Daten als wesentliche Faktoren in eine Grundwasserbilanz eingehen müssen,

spricht aber auch durchaus nicht dagegen, daß im weiteren Stadium der tech nischen Entwicklung jetzt zu jenen Beobachtungs- und Meßmethoden übe gegangen werden wird, die zahlenmäßig genau die Erfassung von Grundwasse geschwindigkeiten und ähnlichen Größen gestatten. Der Übergang zu diese exakten Meßmethoden in diesem Zeitpunkt hat außerdem den Vorteil, daß dies Messungen dort eingesetzt werden können, wo man nach aller Voraussicht di Anlage von Entzugspunkten oder -gebieten planen wird.

Schriften

FINK, J., & MADJAN, O.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. - Jb. GBA, 1954, H. 2.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebun von Wien 1 : 75 000, 1952. GLA. Wien 1954.

JANOSCHEK, R.: Das inneralpine Wiener Becken. — Geol. v. Österr., 2. Auflage 1951.

KLEB, M.: Das Wiener-Neustädter Steinfeld. — Geogr. Jahresber. aus Österr. X, 1912.

KÜPPER, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ge Wien **94**, 1952.

— Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Kober-Festschrif Wien 1953.

— Art und Ausmaß der jüngsten Bewegungen im Wiener Becken. — Geol. Rdsch. 1954.

[2]) Seit Ende 1954 durchgeführte Messungen bestätigen diesen Richtwert der Abfluß mengen.

– Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. — Jb. GBA 1954, H. 2 (vollst. Lit.).
– Die Charakterisierung von Gewässern durch Temperaturmessungen. — Österr. Wasserwirtschaft 1954, H. 4.
– Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. — Ver. GBA, 1955, Sonderheft D, S. 136.
– Grundwasser im Rahmen der Wiener Wasserversorgung. — Gas, Wasser, Wärme, 9, H. 3, 1955.
PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 44, 1951 (1953).
– Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 45, 1952 (1954).
– Über die Entwicklung der Artengruppe Uvigerina bononiensis im Jungtertiär. — Kober-Festschrift, Wien 1953.
PAPP, A., & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien 1949.
– Vösendorf — ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1953, Sonderband.
PAPP, A., & TURNOWSKY, K.: Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. — Jb. GBA 1953.
SIEBER, R.: Die Turritelliden (1944), Die Luciniden (1951), Die Crassatelliden (1950). — Akad. Anz. Wien.
SUESS, E.: Der Boden der Stadt Wien, 1862.
THENIUS, E.: Zur Entwicklung der jungtertiären Säugetierfaunen des Wiener Beckens. — Palaeont. Z. 29, H. 1/2, März 1955.

Ein Beitrag zur Geologie und Hydrologie der österreichischen Alpentäler

Von KARL BISTRITSCHAN, Ankara

Unsere Kenntnisse von den jungen Talauffüllungen der großen Lä
der nördlichen Ostalpen — Inn-, Salzach- und Ennstal — waren bisher
ziemlich lückenhaft zu bezeichnen. Über die Talauffüllung des Inntales s
durch die von AMPFERER beschriebene Tiefbohrung von Rum bei Hall
und zwei Bohrungen im Raume von Wörgl unterrichtet. Die Bohrur
mußte in 200 m Tiefe, ohne noch den Felsuntergrund erreicht zu haben
starken Wasserandranges eingestellt werden. Die Bohrung liegt nahe c
mitte, etwas in der nördlichen Hälfte des hier über 4 km breiten Tales.
bohrte Schichtfolge zeigt mehrmals wechselnd Ablagerungen von Schotte
und Mehlsand, wobei die einzelnen Schichtkomplexe eine verhältnismäßi
Mächtigkeit (30—60 m) aufweisen. Die Bohrungen bei Wörgl erbol
92 bzw. 98 m Tiefe den Fels, doch sind diese Bohrungen mehr am Talr
legen. Weiter innabwärts wurden auf Grund seismischer Untersuchun
Jahre 1950 im Raume Kirchbichl—Häring wieder größere Mächtigkei
quartären Ablagerungen festgestellt, und zwar bei Oberlangkampfen
160 m, Innschleife beim Hofe King (K 495) 140 m, innerhalb der Inr
knapp östlich Winklheim (K 492) 185 m, NW Winklheim (K 494)
W Winklheim (K 494) 110 m und NO Walch (K 522) 135 m. Diese Zal
deuten, daß im Raume Kirchbichl die Felssohle bei 320 m liegt und n
Rändern zu ansteigt. Der tiefste Punkt der Felssohle liegt NO Winklh
307 m.

AMPFERER, der die Daten über den Felsverlauf im Raume Kirchbic
nicht kannte, war auf Grund der ihm damals bekannten Daten, daß d
untergrund bei Wörgl etwa bei 410 m, bei Hall aber unter 360 m liegen
zum Schluß gekommen, daß in der Gegend von Hall ein Stausee im
gebirge von mehr als 50 m Tiefe vorliegen müsse. Angesichts dieser I
lungen hatte man nach AMPFERER nur die Wahl, entweder eine kräftige u
gedehnte Talverbiegung oder eine glaziale Untertiefung des Tales du
Inngletscher während der letzten Eiszeit anzunehmen. AMPFERER hatte
eine Talverbiegung entschieden. Unter Berücksichtigung der Ergebnisse
tersuchungen im Raume Kirchbichl ergibt sich aber, daß die Felssohle,
Hall bei 360 m und bei Kirchbichl zwischen 310 und 320 m liegt (die
nisse der Bohrungen Wörgl mit der Felssohle bei 410 m können wegen c
randlage unberücksichtigt bleiben), auf einer Strecke von rund 60 km
fälle von rund 50 m hat, während das heutige Talgefälle (Hall 560 m —
Kirchbichl 490—500 m) 60—70 m beträgt, also ungefähr gleich ist. Mi
Tatsache fallen aber alle bisher angestellten Überlegungen über kräfti
gedehnte Talverbiegungen während der Quartärzeit, wie auch die A
einer Untertiefung des Tales durch den Inngletscher während der letzten

Über die Auffüllung des Salzachlängstales im Oberpinzgau wis

raktisch gar nichts. Aus dem Salzachtal sind tiefere Bohraufschlüsse nur aus em Salzburger Becken und dem Alpenvorland bekannt. Unsere Kenntnisse über as Ennstal im Bereiche seiner Längstalstrecke zwischen Radstadt und Gesäuseingang — im weiteren kurz „Mitterennstal" genannt — beruhten bisher auf iner einzigen Bohrung im Wörschacher Moor, die im Jahre 1903 niedergebracht vorden war, deren Detailprofil nie veröffentlicht wurde und das auch unaufindbar ist. Unter Torf und Schluff wurde eine Schichtfolge aus Schotter, Sand und Schluff in mehrfacher Wiederholung erbohrt und in 189 m Tiefe Fels erreicht, wobei eine Literaturangabe mit Tertiär?, Kreide? und Werfener Schiefer? zeigt, daß diese Bohrung niemals eingehend bearbeitet wurde.

Wenn aber nun trotzdem zum Problem der Geologie der Talauffüllung der alpinen Längstäler Stellung genommen wird, so vor allem auf Grund der Tatsache, daß praktisch im Verlaufe der letzten 15 Jahre im Raume des steirischen Ennstales zwischen Öblarn und Gesäuseeingang beinahe 9000 m Bohrungen niedergebracht wurden, über deren Ergebnisse hier nun etwas ausführlicher berichtet werden soll. Von diesen fast 9000 m Bohrungen wurden allein von der Ennskraftwerke AG., Steyr, in den letzten Jahren rund 2900 m abgeteuft, weitere 3150 m stammen von den Vorarbeiten für das Autobahnprojekt, während der Rest auf verschiedene Auftraggeber, wie Bundesbahn (z. T. auch ältere Bohrungen), Hütte Liezen, Flugplatz Aigen-Wörschach und Straßenbauverwaltung, entfällt. Aber auch die an zweiter und dritter Stelle genannten Bohrungen ruhten noch heute in irgendwelchen Schreibtischladen und wären mit der Zeit in vollkommene Vergessenheit geraten, wenn nicht die Ennskraftwerke mit den Vorarbeiten für das Projekt „Grundwasserspeicher Mitterennstal" begonnen hätten, um die Frage zu klären, wieweit das mit den Schotterablagerungen des Mitterennstales verbundene Grundwasservorkommen als natürlicher Grundwasserspeicher energiewirtschaftlich genutzt werden kann.

Die künstlichen Aufschlüsse durch die Bohrungen für das Autobahnprojekt liegen in zwei Streckenvarianten an der nördlichen und südlichen Talseite. Sie haben nur eine geringe Tiefe, durchschnittlich 10—20 m. Sie haben im Bereiche der Schwemmkegel Schotter, im Bereiche der Moorgebiete Torf bis durchschnittlich 8 m, darunter 2—4 m Schluff und schließlich wieder Schotter beobachten lassen.

Die beiden westlichsten Bohrungen der Ennskraftwerke bei Niederöblarn und Niederstuttern mit einer Endtiefe von 77 bzw. 80 m haben nur Sand, Kies und grobes Gerölle aufgeschlossen. Die Annahme, daß weiter ennsaufwärts der Taluntergrund früher erreicht und so eher ein Bild über die gesamte Talquerschnittfläche gegeben werden könnte, hat sich leider nicht erfüllt.

Bohrungen im Raume Altirdning, zwischen der Enns und dem von Süden kommenden Irdningbach niedergebracht, haben ebenfalls nur Schotter aufgeschlossen. Wasserstandsbeobachtungen in den Bohrlöchern, z. T. mit selbstregistrierenden Grundwasserschreibern, zeigten, daß trotz einer Entfernung von mehreren hundert Metern von der Enns und vom Irdningbach das Grundwasser mit einer gewissen Verzögerung die Schwankungen der Wasserführung in den Flüssen mitmacht, die Ennsufer also nicht dicht sind.

Nach eingehendem Studium der Autobahnbohrungen und der inzwischen aufgefundenen sonstigen Bohrungen im Mitterennstal sowie von der Überlegung ausgehend, daß die Moore bei ihrer Entstehung weiter verbreitet waren und erst später von der Enns wieder teilweise zerstört wurden, sprach der Verfasser den Gedanken aus, daß weiter ennsabwärts im Bereiche der großen Moorgebiete vielleicht ein durchgehender Schluffhorizont vorhanden wäre. Damit müßte auch

ein vom Regiem der Enns unabhängiges tieferes Grundwasserstockwerk v
handen sein. Diese Gedankengänge wurden durch zahlreiche weitere Bohrung
weiterverfolgt und schließlich auch bestätigt.

Betrachtet man nun einen geologischen Längenschnitt, der aus dem Rau
Altirdning ennsabwärts bis Gesäuseeingang reicht, so kann dabei folgendes fe
gestellt werden. Ostwärts Altirdning liegt unter den jüngsten Ablagerungen
Enns bzw. unter den weitverbreiteten Moorschichten eine mehrere Meter mä
tige Schluffschicht, darunter durchgehend Kies, stellenweise konglomeratar
verfestigt (maximal bis 120 m Tiefe aufgeschlossen). Dieser Schluffhorizont zi
auch, wie bei verschiedenen Bohrungen festgestellt werden konnte, unter d
heutigen Ennsbett ungestört durch. Ab Wörschach liegt unter dem ersten Schlu
horizont eine nur mehr mehrere Meter mächtige Kiesschicht, es folgt ein zwei
Schluffhorizont und darunter erst durchgehend Schotter. Auch dieser tief
Schluffhorizont zeigt stellenweise Torfeinschaltungen, die als Beweis dafür an
sehen sind, daß auch diese tieferen Schichten während der allmählichen Auff
lung des Ennstales nahe der Oberfläche abgelagert wurden. Ab Liezen folgt
25—35 m Tiefe ein dritter Schluffhorizont und darunter wieder Schotter. Di
Gliederung läßt sich dann bis in den Raum Admont—Gesäuseeingang verfolg
Bloß werden die drei Schluffhorizonte ab Selzthal allmählich mächtiger, währe
die dazwischenliegenden Kieshorizonte eine geringere Mächtigkeit zeigen u
das Gesteinsmaterial allmählich feiner wird. Auffallend ist schließlich, daß
diesem Gebiete bei allen Bohrungen in 40—45 m Tiefe die Kiese in Feinsan
übergehen, die hier bis maximal 60 m Tiefe aufgeschlossen wurden.

Wenn auch infolge der Unregelmäßigkeit von Flußablagerungen Änder
gen in der Schichtmächtigkeit auftreten, die einzelnen Horizonte und Leitlini
sind doch immer wieder deutlich zu erkennen. Im Bereiche des Eintrittes größe
seitlicher Zubringer, wie des Golling- und Paltenbaches von Süden, des Weiß
und Pyhrnbaches von Norden, kann man das oftmalige Verzahnen der Talauff
lung des Ennstales mit den Einschüttungen aus den Seitentälern beobacht
Zwischen den Schwemmkegeln ist eine viel ruhigere und einförmigere Lager
der Schichtpakete auffallend. Es herrschen hier also immer wesentlich ruhig
Sedimentationsbedingungen als in der Nähe der Schwemmkegel.

Selbst im Raume von Admont, wo heute die beiden großen Schwemmke
des von Norden kommenden Esslingbaches und des von Süden kommend
Lichtmeßbaches oberflächlich fast unmittelbar zusammenstoßen, haben die
gebnisse mehrerer Untergrundsuntersuchungen gezeigt, daß auch hier unter d
jüngsten Ennsschottern Schluff- und Feinsandschichten liegen. Die beid
Schwemmkegel haben also auch früher keinen stauenden Riegel gebildet, vi
mehr ziehen die Schluffhorizonte mit gewohnter Regelmäßigkeit unter d
Schwemmkegeln durch. Sie zeigen bloß eine geringere Mächtigkeit, währe
die Kiesschichten wieder mächtiger und infolge der reichlichen Zufuhr von Gr
material durch die seitlichen Zubringer auch gröber sind.

Unterhalb Admont sind der oberste Schluffhorizont und die darüberlieg
den mehrere Meter mächtigen, in einem Torfstich aufgeschlossenen Moorschich
nur am südlichen Talrand zu finden. Es ist jedoch anzunehmen, daß diese T
und Schluffablagerungen ursprünglich über das gesamte Becken von Admo
Krumau bis zum Gesäuseeingang verbreitet waren. Auf jeden Fall läßt
Tatsache, daß dieses Moor mehrere Meter über dem heutigen Ennsniv
liegt, deutlich erkennen, daß der Blockriegel am Gesäuseeingang (heute K 6
ursprünglich mindestens bis K 625 (Oberfläche des Admonter Moores) gere
haben muß und seither von der Enns bis zum heutigen Niveau wieder erod

rde, wobei auch die obersten Schichtkomplexe des oberhalb gelegenen Beckens a Admont-Krumau wieder größtenteils ausgeräumt wurden.

Blockwerk bis Hausgröße und darüber liegt in und vor der Gesäuseschlucht. ichdem der Ennsgletscher der letzten Eiszeit zurückgegangen war, entstand ch einem ersten Bergsturz also ein See, der bis in die Gegend von Liezen ichte. In ihm wurde Schluff und Feinsand abgelagert, darüber schüttete dann e Enns, die inzwischen den Felsriegel wohl durchbrochen haben mußte — sonst äre ja keine weitere Verfrachtung von Grobgeschiebe auf weite Strecken mögh —, ihre Schotter, und auch die seitlichen Zubringer bauten ihre Schwemmegel in das Tal vor. Noch bevor aber die Ennsschotter bis zum Gesäuseeingang elangt waren, denn dort liegen ja nur Schluffe und Feinsande, erfolgte der ächste Bergsturz, der einen See bis in den Raum Wörschach entstehen ließ. Vieder wurde Schluff abgelagert, und nachdem die Enns den Blockriegel wohl ieder durchbrochen hatte, kam es auch wieder zur Ablagerung eines weiteren chotterhorizontes. Schließlich erfolgte ein letzter Bergsturz. Der nun entstanene See reichte mindestens bis in den Raum von Altirdning. Die Zuschüttung rfolgte demnach sowohl durch die seitlichen Zubringer wie auch in der Talngsrichtung durch die Geschiebe der Enns. Die Unterkante Schluff unter dem dninger Moor liegt bei 633 m. Der Bergsturz müßte also vor dem Gesäusengang eine stauende Barre bis mindestens 633 m errichtet haben. Wegen des berflächenniveaus im Admonter Moor wurde die Höhe der Gesäusebarre von AILER mit 625 m angenommen. Diese Differenz von 8 m kann ruhig in Kauf enommen werden, wenn man bedenkt, daß die obersten Schichten im Admonter loor erst entstanden sind, bis der gesamte See wieder verlandet war. In der wischenzeit können am Gesäuseblockriegel ohne weiteres wieder 8 m erodiert orden sein.

Die Längstalfurche des steirischen Ennstales bildet im allgemeinen die renze zwischen den nördlichen Kalkalpen und der südlich des Tales gelegenen rauwackenzone bzw. der kristallinen Zentralzone der Alpen (Niedere Tauern). on sämtlichen Bohrlöchern wurde aus allen mächtigeren Kiesschichten nach urchführung der Siebanalysen zwecks Aufstellung der Kornverteilungskurven ich eine makroskopische Auszählung des Bohrgutes durchgeführt, um die Anile des kalkalpinen und kristallinen Gesteinsmaterials feststellen zu können. Venn man die petrographische Zusammensetzung der Talauffüllung des Mitternstales betrachtet, so erkennt man, daß der kalkalpine Anteil im Durchschnitt vischen 10 und 35% schwankt. Er ist auf der nördlichen Talseite größer als if der südlichen. Einen überwiegenden kalkalpinen Anteil findet man praktisch ir im unmittelbaren Bereiche der großen Schwemmkegel, die ihr Material aus en Kalkalpen bekommen, während im Bereiche der Mündungsgebiete der aus em im Süden gelegenen Kristallingebiet kommenden Flüsse bis über die Talitte der kalkalpine Gesteinsanteil praktisch vollkommen zurücktritt. Die petroaphische Zusammensetzung der Grobgeschiebe in den einzelnen Bohrlöchern ßt aber vor allem erkennen, daß die seitlichen Zubringer nicht allein ausschlagebend für das jeweils unterhalb gelegene Ablagerungsgebiet sind, sondern daß ets auch ein eindeutiger Geschiebetransport in der Ennstallängsrichtung über ine Gesamterstreckung stattgefunden haben muß.

Aus den Kornverteilungskurven ist zu ersehen, daß zufolge des Abriebes ie Geschiebe in der Ennstallängsrichtung rasch an Größe verlieren und die erschiedenen Schwemmkegel jeweils für die Zufuhr von grobem Geschiebe rgen. So beträgt der Grobanteil über 5,6 mm oberhalb Altirdning 50—80%. ieser sinkt bis oberhalb Wörschach, steigt im Bereiche des Schwemmkegels des

Gollingbaches und sinkt wieder auf dem langen Weg durch das Wörschacher Moor, wo keine seitlichen Zubringer wieder Grobmaterial zuführen. Die beiden großen Schwemmkegel des Weissen- und Pyhrnbaches bringen neuerlich Grobmaterial, ebenso der von Süden kommende Paltenbach (bei Selzthal 22—50% über 5,6 mm). Dann sinkt der Grobanteil bis in den Raum Admont schließlich auf 8% ab und steigt bei Admont unter dem Einfluß zweier großer Schwemmkegel nochmals auf 30—51% an, um bis vor Gesäuseeingang wieder auf 17% abzusinken.

Wenn auch die seitlichen Zubringer mit ihren Schwemmkegeln an der Zuschüttung des Ennstales wesentlich beteiligt sind, so können sie für die Ablagerung der Schluffhorizonte doch nicht allein verantwortlich sein. Denn da überall beobachtete Durchziehen der Schluffhorizonte auch in den Schwemmkegelbereichen kann wohl nur als weiträumigere Erscheinung erklärt werden die mit Bergstürzen am Gesäuseeingang und weiträumigen Seenbildungen in Beziehung gebracht werden können.

Vergleicht man die Ergebnisse der Bohrungen im Ennstal mit denen in Inntal bei Hall, so ist vor allem die Tatsache auffallend, daß größere Feinschichtkomplexe, die im Inntal eine durchschnittliche Mächtigkeit von 50 un mehr Metern zeigen können, im Ennstal fehlen und nur von Altirdning abwärt mit einer Mächtigkeit von jeweils einigen Metern auftreten und nur knapp vo der Gesäuseschlucht eine größere Mächtigkeit zeigen.

Im ganzen Ennstal, wo zufolge des Vorhandenseins eines oder mehrere Schluffhorizonte mehrere Grundwasserstockwerke auftreten, ist das tiefer Grundwasser artesisch gespannt. Während es aber im Bereiche des Irdninge Moores im allgemeinen nur etwas über die Geländeoberfläche ansteigt (währen des Frühjahrsmaximums), findet man, je weiter man ennsabwärts kommt, dest höhere Grundwasserstände. Die Angaben beziehen sich auf den unter dem tiesten Schluff gelegenen Grundwasserhorizont. Im Wörschacher Moor steigt da artesisch gespannte tiefere Grundwasser bereits etwa 1/2 m über Gelände, ir Raume Liezen 3 m, im Raume Selzthal 4 m, bei Ardning 6 m und bei Frauenberg 8 m. Bei Admont wurde bereits ein Wasserstand von 10 m und unterhal Admont bis 12 m über Gelände beobachtet. Die Gefällslinie der Grundwasserstände zeigt keine auffallenden größeren Störungen. Wären, etwa im Bereich der Schwemmkegel, direkte Verbindungen vom tiefsten bis zum höchsten Grundwasserstockwerk vorhanden, müßte dies aus den Grundwasserbeobachtungen z erkennen sein. Dieses artesisch gespannte Grundwasser wurde nicht bloß unmitelbar während der Bohraufschlüsse beobachtet, sondern es wurde von den Ennkraftwerken ein ständiger Grundwasserbeobachtungsdienst eingerichtet, der nu bereits seit mehreren Jahren ein Netz von etwa 60 Beobachtungsstellen betreu wodurch wertvolles Material über die hydrologischen Verhältnisse eines Alpentales gewonnen werden.

Beobachtungen über artesisch gespanntes Grundwasser im Inneren ur am Rande großer Becken liegen bereits in größerer Anzahl vor (Winkler-Hermaden, Grubinger). In den letzten Jahren wurden aber auch aus dem Innern der Alpentäler, vor allem am Rande von Seen, sowie im Bereiche verlandet Seebecken zahlreiche Beobachtungen von artesisch gespanntem Grundwasser bekannt (Kahler, Stiny).

Am Rande von Seen sind die Voraussetzungen für das Auftreten von solch artesisch gespannten Wässern vor allem dann besonders günstig, wenn : irgendwelchen Gründen die Schotterzufuhr eines einmündenden Baches aufh

und sich über die groben Schwemmkegelablagerungen dickere Schichten von Seeschlamm ausbreiten konnten.

Stiny hat Beobachtungen von Steigwasser von einer verlandeten Bucht des Faakersees, vom Ufer des Weißensees und von einem verlandeten Seeteil des Ossiacher Sees (alle Vorkommen in Kärnten) beschrieben. Ebenfalls Beobachtungen aus Kärnten hat Kahler veröffentlicht (Farchenhofer Moränensee, Straßenbrücke von Nötsch im Gailtal, Seebach am Millstättersee). Ein weiteres Vorkommen von gespanntem Wasser hat Stiny vom Nordufer des Zeller Sees (Salzburg) beschrieben. Hier hat die Saalach, als sie noch in den Nordteil des Zeller Sees mündete, einen weiten Mündungskegel in den See vorgebaut. Als die Saalach ihre Laufrichtung änderte — sie fließt jetzt über Saalfelden—Lofer—Bad Reichenhall nach Norden und mündet unterhalb Salzburg in die Salzach —, konnten sich mächtige Seeschlammablagerungen über die Schotter und Sande des Saalachmündungskegels legen. Dadurch fließt nun das einsickernde Grundwasser direkt in einen Sack hinein. Auf Grund von Bohrergebnissen kann hier mit einer Wassermenge von über 100 l/sec gerechnet werden.

Wenn hier auch nur einige Beobachtungen zitiert werden konnten, so ist wohl anzunehmen, daß diese Erscheinungen auch aus den Uferbereichen anderer Gebirgsseen auftreten, bis jetzt aber noch nicht beobachtet wurden.

Aber nicht nur in den Uferbereichen bestehender Seen kann artesisch gespanntes Grundwasser erbohrt werden, sondern auch in Talgebieten, in denen frühere Seebecken inzwischen längst verlandet sind. Das Mitterennstal mit seinem ausgedehnten Grundwasserbeobachtungsnetz wurde bereits angeführt. Hier konnten zwischen den einzelnen Schluffhorizonten bis zu 3 artesisch gespannte Grundwasserstockwerke beobachtet werden, die verschiedene Steighöhen zeigen, wobei das Wasser des tiefsten Stockwerkes am höchsten über Gelände ansteigt. Aus anderen Alpentälern hat ebenfalls Stiny über einige Beobachtungen berichtet.

Im Ötztal hat ein gewaltiger Bergsturz mit seinen Ablagerungen — der Maurachriegel — einen See entstehen lassen, der inzwischen wieder vollkommen verlandet ist. Im hinteren Fuschertal wurde im sogenannten Rotmoos ein altes Seebecken festgestellt. In beiden Fällen wurde artesisch gespanntes Grundwasser beobachtet, ebenso im obersten Kaprunertal am Moserboden. Schließlich wurde im Gesäuse (Ennstal) im Becken von Gstatterboden artesisch gespanntes Wasser erbohrt.

Alle diese Beobachtungen im Bereiche bereits verlandeter Seebecken verdanken wir Sondierbohrungen, die im Rahmen energiewirtschaftlicher Planungsarbeiten bzw. Bauausführungen durchgeführt wurden.

Die eingangs erwähnte Bohrung von Hall in Tirol im Inntal, die in einer Tiefe von 199 m abgebrochen wurde, ohne die Felssohle erreicht zu haben, war ebenfalls wegen des gewaltigen Andranges von artesisch gespanntem Wasser (401,5 l/min, mehr als 20 Atmosphären Druck) eingestellt worden.

Im Rahmen der umfangreichen energiewirtschaftlichen Planungs- und Bauarbeiten in den österreichischen Alpentälern werden sicherlich noch weitere Vorkommen von artesisch gespanntem Grundwasser bekannt werden. Viele dieser Beobachtungen haben vor allem wegen ihrer abgeschiedenen Lage für eine Trinkwasserversorgung zur Zeit keine Bedeutung. Im Mitterennstal werden einige dieser Versuchsbohrungen bereits als lokale Wasserversorgungsanlagen genutzt; handelt es sich doch bei diesem Tiefengrundwasser um hygienisch einwandfreies Wasser. Diese Wasservorkommen können aber über das augenblickliche wissenschaftliche Interesse hinaus schließlich auch allgemeine Bedeutung für Fragen der Wassergewinnung erlangen, wenn es darum geht, Wasservorkommen zu erschließen, die in hygienischer Hinsicht zufolge ihres langen unterirdischen Weges und des Fehlens der Gefahr von Verunreinigungen vollkommen einwandfrei sind, da sie gegen oben durch Schluffhorizonte abgedichtet sind.

Schriften

AMPFERER, O.: Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen d Alpentäler. — Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 71, Wien 1921.

— Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Geol. Bundesanstalt, Wien 1935.

BISTRITSCHAN, K.: Flußbaugeologische Karte der Enns, II. Mitterennstal. — Geol. u. Ba wesen, Bd. 19, Wien 1952.

— Geologie der Talauffüllung des Mitterennstales. — Verhandl. Geol. Bundesanst., Wien 19

— Die flußbaugeologische Karte als Grundlage energiewirtschaftlicher Planungen. — Comp rendus de la dix-neuvieme Session, Congr. geol. Intern. Alger 1952.

GRUBINGER, H.: Gespannte Grundwässer im südlichen Wiener Becken. — Österr. Wasserwirts Bd. 3, Wien 1951.

HEISSEL, W.: Beiträge zur Tertiärstratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. — Geol. Bundesanst., Bd. 94, Wien 1949—1951, Festband.

v. KAHLER, F.: Einige Vorkommen gespannten Grundwassers in Kärnten. — Carinthia Klagenfurt 1943.

STINY, J.: Gespannte Gewässer im Gebirge. — Österr. Wasserwirtsch., Bd. 4, Wien 1952.

v. WINKLER-HERMADEN, A., & RITTLER, W.: Erhebungen über artesische Wasserbohrungen Steirischen Becken. — Geol. u. Bauwesen, Bd. 17, Wien 1949.

ZAILER, V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. — Zeitschr Moorkultur u. Torfverwertung. Wien 1910.

Der Stand des Landesgrundwasserdienstes in Westfalen*)

Mit 1 Abbildung

Von H. BODE, Münster

In Westfalen besteht schon seit vielen Jahren ein Landesgrundwasserdienst. Er umfaßte eine ganze Anzahl von Einzelbrunnen in Gebieten, die wasserwirtschaftlich besonderes Interesse boten, und es handelte sich dabei meist um aufgelassene Hausbrunnen von geringer Tiefe. Die Beobachtungsergebnisse dieser Brunnen wurden z. T. seit über 30 Jahren im Gewässerkundlichen Jahrbuch veröffentlicht. Bei der Auswahl dieser Brunnen sind geologische Gesichtspunkte nicht berücksichtigt worden und über die geologische Position der meisten von ihnen war so gut wie nichts bekannt.

Diese älteren Brunnen sind in den letzten Jahren im Hinblick auf ihre geologischen und hydrologischen Verhältnisse überprüft worden. Es hat sich dabei ergeben, daß die meisten von ihnen den Anforderungen, die an die Brunnen des Landesgrundwasserdienstes gestellt werden müssen, nicht entsprechen. Sie wurden deshalb zum größten Teil abgeworfen und nur einige wenige sind in den neuen Landesgrundwasserdienst übernommen worden.

Der Ausbau dieses neuen Landesgrundwasserdienstes wurde gleich nach dem Kriege in Angriff genommen. Für die Planung und Durchführung der Arbeiten ist die Abt. Wasserwirtschaft/Gewässerkunde des Nordrhein-Westfälischen Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten zuständig. Maßgebend sind die von dieser Dienststelle am 1. Juli 1952 erlassenen Richtlinien für den Landesgrundwasserdienst im Lande Nordrhein-Westfalen. Danach ist die geologische Beratung, die Auswertung der Bohrergebnisse usw. dem Geologischen Landesamt für Nordrhein-Westfalen übertragen. Die Herstellung der Brunnen, die Überwachung des Beobachtungsdienstes usw. geschieht durch die Wasserwirtschaftsämter.

Das westfälische Gebiet läßt sich in eine Anzahl von großen Grundwasserlandschaften gliedern, deren hydrologische Bedeutung recht verschieden ist (vgl. die Abbildung).

Der ganze südliche Teil der Provinz bis an die Ruhr heran und z. T. über lie Ruhr hinaus gehört dem Schiefergebirge an. Die hydrologischen Verhältnisse :nd in diesem Bereich sehr ungünstig. Grundwasser tritt in nennenswerter Aenge nur in den ausgedehnteren Kalkgebieten auf, z. B. im Massenkalk und ı den Kalken des Kulms, und gelegentlich in mächtigeren Grauwackenzügen. 'ür den Landesgrundwasserdienst bietet dieser Raum zunächst nur wenig Inıeresse.

Dem Schiefergebirge vorgelagert ist der Bereich des ausgehenden Cenomans nd Turons am Südrand der Münsterschen Bucht, der im Westen, im Ardeyebirge, bis in das Ruhrgebiet hineinreicht, sich nach Osten, im Haarstrang und ı der Paderborner Hochfläche, stark verbreitert und bis an die Egge heran er-

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellıaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

streckt. Dieses ganze Gebiet ist verhältnismäßig wasserarm, da die versickernden Niederschläge sehr schnell nach Norden abfließen und das gesamte Grundwasser des Plänergebirges in den sehr ergiebigen Quellen am Hellweg zwischen Dortmund und Lippspringe zutage tritt (BODE 1954).

Nach Norden anschließend breitet sich das große Münstersche Becken aus, in dem die im Haarstrang, in der Egge und im Teutoburger Wald ausgehenden Schichten des Cenomans und Turons in große Tiefe versenkt und von den mächtigen Ablagerungen des Emschers und Untersenons bedeckt sind. Diese bestehen im ganzen östlichen und mittleren Teil des Beckens aus wasserundurchlässigen und praktisch wasserfreien Tonmergeln, im westlichen Teil aber aus sandigen Ablagerungen, von denen besonders die Halterner Sande hydrologisch eine große Rolle spielen. In diesem westlichen Gebiet hat die quartäre Überlagerung nur geringe Mächtigkeit und hydrologisch deshalb kaum größere Bedeutung. Anders im Osten. Hier treten in einem großen Bereich über den wasserstauenden Tonmergeln des Emschers und Untersenons stellenweise sehr mächtige quartäre Ablagerungen auf, die z. T. der großen Emsterrasse angehören, z. T. dem Senne-Diluvium zuzurechnen sind. Von ihnen stellt besonders das Gebiet der Senne-Sande ein sehr ergiebiges Grundwasservorkommen dar. Von großer Bedeutung für die Wasserversorgung ist auch der sog. Münsterländische Kiessandrücken, eine verhältnismäßig schmale, mit Grobsanden und Kiesen ausgefüllte Rinne in den Tonmergeln der Oberkreide, die sich aus der Gegend von Ennigerloh und Sendenhorst über Münster nach Nordwesten hinzieht. Von geringerem hydrologischen Wert sind die Bereiche der Beckumer Berge und der Baumberge, in denen festere klüftige Gesteine des Obersenons den Tonmergeln des Untersenons aufgelagert sind.



Abb. 1

In der Gegend zwischen Borken und Bottrop ist der Westrand des Münsterschen Beckens von verhältnismäßig mächtigen tertiären Ablagerungen bedeckt, auf denen geringe Reste der Rheinhauptterrasse liegen. Hydrologisch hat dieser Bereich kaum eine Bedeutung. Recht günstig sind aber die Verhältnisse in dem westlich anschließenden Gebiet von Bocholt, das zur Niederterrasse des Rheins gehört, deren Ablagerungen reichlich Wasser führen.

In dem ganzen nordöstlichen und östlichen Teil der Provinz stehen stärker gefaltete und gestörte Ablagerungen des Mesozoikums an. Die hydrologischen Verhältnisse sind hier sehr uneinheitlich und stark wechselnd. Größere zusammenhängende Grundwasservorkommen sind selten. Im Teutoburger Wald und an der Egge haben die sich weithin erstreckenden Züge der Plänerkalke der Unteren Oberkreide und des Osning-Sandsteins der Unterkreide hydrologisch eine gewisse Bedeutung. Im Wiehengebirge treten in jurassischen Ablagerungen nur verhältnismäßig geringe Wassermengen auf. Im Osten kommen im Bereich der Keupermulde von Borgentreich und der Brakeler Muschelkalkschwelle insbesondere die Ablagerungen des Muschelkalks als Wasserstockwerke in Frage, im Lippischen Bergland daneben die wasserführenden Schichten des Oberen Mittelkeupers (Steinmergelkeuper und Schilfsandstein). Recht ungünstig sind die Verhältnisse im Bereich der Herforder Lias-Mulde.

Quartäre Schichtfolgen größerer Mächtigkeit und größerer Verbreitung sind in diesem Gebiet nur in geringem Umfang vorhanden. Besonders wichtig sind vor allem die Ablagerungen der Weserterrassen, wozu auch die Sand- und Kiesrinne der Bastau-Niederung im Vorland des Wiehengebirges und das Gebiet zwischen Porta und Veltheim gehören. Auch in der Werre-Bega-Senke sind neuerdings mächtige Sand- und Kiesablagerungen festgestellt worden. Gewisse Bedeutung hat auch das Endmoränengebiet westlich der Weser bei Loccum, das anscheinend hydrologisch mit der Mittelterrasse der Weser in Verbindung steht.

Für den Landesgrundwasserdienst boten zunächst der Bereich des Schiefergebirges im Süden und das Gebiet des stärker gefalteten und gestörten Mesozoikums im Nordosten und Osten weniger Interesse. Im Schiefergebirge sind die hydrologischen Verhältnisse insgesamt sehr ungünstig, das mesozoische Schollengebiet nordöstlich und östlich des Teutoburger Waldes ist sehr weitgehend in kleine und kleinste hydrologische Einheiten aufgegliedert, so daß hier ein sehr enges, große Kosten erforderndes Beobachtungsnetz notwendig ist, das erst im Laufe der Zeit allmählich aufgebaut werden kann.

Wesentlich günstiger liegen in dieser Beziehung die Verhältnisse in den Bereichen quartärer Ablagerungen, in denen die hydrologischen Erscheinungen in größeren Gebieten gleich oder ähnlich sind und wegen des meist flach liegenden Grundwasserspiegels die Herstellung der Beobachtungsrohre verhältnismäßig geringe Kosten erfordern.

Es wurde deshalb als erstes das große Sandgebiet des östlichen und nordöstlichen Münsterlandes in Angriff genommen, und es sind durch dieses Gebiet eine ganze Anzahl von Querschnitten gelegt worden, die vom Teutoburger Wald in das Innere des Beckens verlaufen. Auf diesen Querschnitten sind die Beobachtungsrohre in Abständen von 3—4 km angeordnet.

Gleichzeitig wurde ein Längsschnitt durch den Münsterländischen Kiessandrücken gelegt.

Die geologische Beratung und die Auswertung der Bohrergebnisse ist für diesen Bereich seinerzeit durch das Geologische Institut der Universität Münster erfolgt. Die Lagerungsverhältnisse sind im einzelnen auch heute noch nicht end-

gültig geklärt, namentlich was den Übergang der zur Emsterrasse gehörenden Ablagerungen in die eigentlichen Senne-Sande angeht. Die Bohrungen des Landesgrundwasserdienstes haben dazu neue Erkenntnisse gebracht, worüber Lotze (1951) Einzelheiten mitgeteilt hat.

Als nächstes Gebiet wurde der Bereich der Halterner Sande in Angriff genommen, das Gebiet zwischen Recklinghausen, Dorsten, Borken und Coesfeld, in dem das Untersenon in der Form sehr mächtiger lockerer Sande ausgebildet ist. Hier war die Einrichtung von Beobachtungsstellen besonders dringlich, weil das Grundwasser der Halterner Sande durch eine Reihe von sehr leistungsfähigen Wasserwerken ausgenutzt wird und die Vermutung besteht, daß diese Entnahmen schon nahe an die Gesamtergiebigkeit des ganzen Bereichs herankommen. Bisher sind in dem Gebiet 18 Meßtabellen und Beobachtungsrohre 1. Ordnung errichtet worden. Es sind aber z. Z. weitere Untersuchungen im Gange, da sich die Notwendigkeit ergeben hat, den Beobachtungsdienst in den Halterner Sanden schon jetzt weiter auszubauen.

Das Sandgebiet im Osten des Münsterschen Beckens ist von dem Gebiet der Halterner Sande im ganzen durch den praktisch wasserfreien Bereich der untersenonen Tonmergel des mittleren Münsterlandes getrennt. Eine Verbindung dieser beiden Grundwassergebiete besteht nur in den Terrassenablagerungen des Lippetals, die in der Gegend von Haltern unmittelbar den Halterner Sanden aufliegen, im oberen Lippegebiet in die Talsande der Ems und in die Senne-Sande übergehen. Da die Ablagerungen des Lippetals unter Vermittlung der im Vorland des Haarstranges weit verbreiteten Plänerschotter auch das in den Hellwegquellen abfließende Wasser des Haarstranges und der Paderborner Hochfläche aufnehmen, schien es geraten, im Zuge des Lippetals eine Grundwasserbeobachtung einzurichten. Es sind zu diesem Zweck im Lippetal zwischen Haltern und Lippstadt eine Anzahl Brunnen erstellt worden.

Für den zur Rheinniederterrasse gehörenden Westteil des Kreises Borken sind die Vorarbeiten abgeschlossen. Hier sind im Anschluß an die Beobachtungslinien des Niederrheingebietes 3—4 Brunnen vorgesehen.

Die weiteren Maßnahmen erstreckten sich auf die Quartärgebiete im Nordosten der Provinz. Hier stehen in dem Raum zwischen Porta und Veltheim verhältnismäßig mächtige grobe Kiese an, die von einer 12—15 m mächtigen Abfolge von Geschiebemergel und Bänderton unterlagert sind. Unter diesem Bänderton ist eine mehrere hundert Meter breite Rinne aufgeschlossen, die mit groben Kiesen und Schottern erfüllt ist, die die gleiche Zusammensetzung haben wie die Mittelterrassenschotter der Weser. Es muß danach vermutet werden, daß es sich hier um Ablagerungen der Weser handelt, die im mittleren Diluvium ihren Weg durch diesen Raum genommen hat.

In dem Gebiet treten zwei Grundwasserstockwerke auf, von denen das tiefere in den Terrassenablagerungen der Weser das wichtigere ist. In diesen Schottern stehen die Brunnen des Landesgrundwasserdienstes, von denen bisher 4 erstellt und weitere 3—4 noch geplant sind.

Besonderes Interesse erfordern die hydrologischen Verhältnisse im Wesertal unterhalb Minden, wo im Vorjahre die Staustufe Petershagen fertiggestellt ist, deren Stau sich bis in das Gebiet oberhalb Minden auswirkt. Dadurch sind auch die Grundwasserverhältnisse in der Niederterrasse verändert worden. In diesem Gebiet sind 3 Querprofile durch das Wesertal vorgesehen, deren Brunnen z. T. fertig sind, z. T. in der nächsten Zeit hergestellt werden. An diese Beobachtungslinien können die Brunnen in dem Endmoränengebiet bei Loccum angeschlossen werden, wozu die entsprechenden Vorarbeiten ausgeführt sind.

Einen verhältnismäßig großen Grundwasserbereich stellt das Gebiet der Bastau-Niederung im Vorland des Wiehengebirges östlich Minden dar. Es ist schon länger bekannt, daß hier unter einer alluvialen Bedeckung von meist feinsandig-tonigen Ablagerungen sehr grobkörnige Schotter in größerer Mächtigkeit auftreten, die in ihrer Zusammensetzung den Mittelterrassenschottern der Weser gleichen. Es ist deshalb vermutet worden, daß es sich hier um Ablagerungen eines älteren Weserlaufes handelt.

Genaueres über die Breite dieser alten Rinne und die Mächtigkeit der Ablagerungen war nicht bekannt. Zur näheren Erkundung der Verhältnisse ist in diesem Gebiet eine geoelektrische Untersuchung ausgeführt worden, die im Vorjahre den Raum zwischen Minden und Lübbecke erfaßt hat, in diesem Jahr auf den Bereich zwischen Lübbecke und Bohmte ausgedehnt worden ist. Diese Untersuchung hat in großen Zügen die Lagerungsverhältnisse in dem Gebiet geklärt und bildet damit eine wichtige Grundlage für die Planung des Landesgrundwasserdienstes.

Neuerdings hat die Werre-Bega-Senke südlich Salzuflen größere Bedeutung gewonnen. Nachdem zunächst durch einige von Lotze ausgeführte Versuchsbohrungen festgestellt war, daß in dem Gebiet weit über den Bereich des heutigen Begatals hinaus mächtige Ablagerungen des älteren Quartärs anstehen, sind diese Verhältnisse später durch zahlreiche Bohrungen der Stadtwerke Herford näher untersucht worden. Diese Arbeiten haben sich auf das eigentliche Begatal beschränkt, haben aber gezeigt, daß die Sand- und Kiesablagerungen sich in das Werretal fortsetzen. Da das Gebiet ebenfalls durch Beobachtungsbrunnen erfaßt werden soll, ist auch hier eine geoelektrische Untersuchung in Angriff genommen, die dafür die Unterlagen liefern wird. Die Untersuchung ist z. Z. noch im Gange.

Umfangreiche Vorarbeiten sind zur Erkundung der hydrologischen Verhältnisse des Haarstranges und der Paderborner Hochfläche ausgeführt worden. Die Errichtung von Beobachtungsbrunnen wurde in diesem Gebiet zunächst zurückgestellt, weil die Brunnen Tiefen zwischen 50 und 100 m erreichen und deshalb ihre Herstellung in den festen Plänerkalken beträchtliche Kosten verursachen wird. Man kann außerdem nach den neueren Feststellungen damit rechnen, daß die hydrologischen Verhältnisse dieses Bereiches durch eine Beobachtung der Hellwegquellen in ausreichendem Maße gekennzeichnet werden können, so daß möglicherweise auf die Erstellung besonderer Beobachtungsbrunnen überhaupt verzichtet werden kann bzw. nur eine verhältnismäßig geringe Zahl solcher Brunnen erforderlich ist.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Landesgrundwasserdienst in Westfalen schon einen beträchtlichen Teil des Gebietes durch Beobachtungsbrunnen und Meßstellen erfaßt hat und daß in weiteren Bereichen der Beobachtungsdienst in allernächster Zeit eingerichtet sein wird. Man darf hoffen, daß in nicht zu ferner Zeit auch die noch ausstehenden Gebiete in Angriff genommen werden können.

Schriften

Bode, H.: Die hydrologischen Verhältnisse am Südrand des Beckens von Münster. — Geol. Jb., Bd. 69, S. 429. Hannover 1955.

Lotze, Fr.: Das Diluvium der Delbrücker Höhe im Zwischengebiet zwischen Lippe und Ems. — N. Jb. Geol. Pal. Mh. Nr. 7, S. 193, 1951.

– Zur Stratigraphie des Senne-Diluviums. — N. Jb. Geol. Pal. Mh. Nr. 4, S. 97, 1951.

Ein neuartiges hydrogeologisches Kartenwerk für die südliche Niederrheinische Bucht*)

Mit 1 Tafel

Von HANS BREDDIN, Aachen

Inhalt

Vorbemerkungen

Die Zunahme des Wasserbedarfs der öffentlichen Versorgung veranlaßte im Jahre 1950 das Wasserwirtschaftsdezernat der Regierung Aachen (Oberregierungsrat HONNEF † und Dipl.-Ing. KUCK), den Verfasser mit einer eingehenden hydrogeologischen Untersuchung des Flachlandsanteils des Regierungsbezirks Aachen zu beauftragen. Zweck dieser Arbeit war vor allem, Unterlagen für die weitere Planung der öffentlichen Wasserversorgung zu erhalten und gegebenenfalls auch neue nutzbare Wasservorkommen aufzufinden.

Die Untersuchungen wurden auf der Grundlage von bereits vor dem Kriege ausgeführten, ziemlich umfangreichen Vorarbeiten, über die an anderer Stelle (BREDDIN 1949) bereits berichtet worden ist, in den Jahren 1950 bis 1955 durchgeführt. Das Ergebnis ist ein hydrogeologisches Kartenwerk im Maßstab 1 : 25 000, das sich über 18 Meßtischblätter erstreckt. Randgebiete der Bezirke Düsseldorf und Köln sowie von Niederländisch-Limburg wurden in die Bearbeitung einbezogen.

Weitgehende finanzielle Unterstützung fanden diese Arbeiten durch den Verein der Steinkohlenwerke des Aachener Bezirks e.V. Dadurch war es möglich, das zunächst nur für Zwecke der Wasserversorgung gedachte Kartenwerk nach der Tiefe hin durch weitere Darstellungen zu erweitern und damit eine vollständige Bearbeitung und Darstellung der geologischen und hydrologischen Verhältnisse des Deckgebirges im Aachener Steinkohlenrevier durchzuführen.

Seit 1954 fand das neue Kartenwerk das Interesse des Wasserwirtschaftsdezernats der Landesregierung. Durch dessen finanziell

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 27. Mai 1954.

'örderung wird es möglich sein, die Bearbeitung auf die ganze südliche Nieder-heinische Bucht auszudehnen. Einschließlich des Aachener Bezirks wird das Kartenwerk dann etwa 35 Meßtischblätter umfassen. Die Darstellung soll so weit n die Tiefe reichen, daß eine Beurteilung der Auswirkungen der geplanten großen Braunkohlentieftagebaue auf die Grundwasserverhältnisse in deren Umgebung möglich wird.

Den Werken des Rheinischen Braunkohlenbergbaues bin ich ür die Überlassung ihrer Bohrergebnisse aus dem bearbeiteten Gebiet dankbar, ohne die die Anfertigung der Karten in dieser Form gar nicht möglich gewesen väre. Dank schulde ich ferner dem Direktor des Amtes für Bodenforschung in Krefeld, Herrn AHRENS, für die Möglichkeit, das reichhaltige Bohrarchiv seines Amtes zu benutzen, sowie dem Leiter des Geologischen Büros für das Niederländische Minengebiet in Heerlen, Herrn THIADENS, für die Überlassung der Schichtenverzeichnisse seines Bohrarchivs aus len an den Bezirk Aachen angrenzenden Bereichen Süd-Limburgs.

In diesem Aufsatz soll nur kurz über die Grundlagen und Methoden, nicht ber über die Ergebnisse der Arbeiten berichtet werden. Eine Drucklegung des Kartenwerkes ist aus verschiedenen Gründen zur Zeit nicht möglich. Es ist vielmehr nur „zum Dienstgebrauch“ der Wasserwirtschaftsbehörden sowie des Bergbaues bestimmt und wird nur in Form von farbig angelegten Lichtpausen abgegeben. Dank der entgegenkommenden finanziellen Unterstützung des Vereins Rheinischer Braunkohlenbergwerke, der Industrie- und Handelskammer Aachen owie der Stadtwerke Aachen und anderer Stellen war es jedoch möglich, diesem Aufsatz ein Musterblatt des Kartenwerkes beizufügen.

. Die Profilkarte als ein geeignetes Mittel der Darstellung geologischer und hydrologischer Verhältnisse in durch Bohrungen gut aufgeschlossenem Deckgebirge

Die Wahl der zweckmäßigsten Darstellungsweise für ein hydrogeologisches Kartenwerk, das in erster Linie der Praxis der Wasserwirtschaft dienen soll, hängt zunächst von den örtlichen geologischen und hydrologischen Verhältnissen b. In zweiter Linie ist sie bedingt durch die Anzahl und Tiefe der Aufschlüsse über Tage sowie die Zahl und Qualität der zur Verfügung stehenden Schichtenverzeichnisse von Bohrungen auf Wasser, Stein- und Braunkohle und andere nutzbare Stoffe.

Der Untergrund der südlichen Niederrheinischen Bucht setzt sich aus lockeren, kiesig-sandig-tonigen Ablagerungen fluviatiler, lagunärer und mariner Entstehung zusammen, die der Quartär- und Tertiär- und örtlich auch der Kreideformation angehören. Ihnen sind mehrere Braunkohlenflöze eingeschaltet. Im einzelnen ist die Gesteinsausbildung sehr wechselvoll. Besonders bemerkenswert st die Tatsache, daß sich Mächtigkeit und fazielle Ausbildung der meisten Schichtglieder schon auf kurze Entfernungen stark ändern (BREDDIN 1933, 1949, 1950, 1952). Verwerfungen, die meist in nordwestlicher Richtung verlaufen, zerlegen das Gebiet in eine Reihe einzelner Schollen sehr verschiedener tektonischer Höhenlage. In den gehobenen Schollen ist die Mächtigkeit der meisten Schichtglieder viel geringer als in den tief abgesunkenen. Die tektonische Schrägstellung er Schichten ist meist gering, erreicht aber örtlich Werte von 3—4°, in einzelnen ällen sogar 7° Neigung.

Im einzelnen liegen also die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse nerhalb der südlichen Niederrheinischen Bucht keineswegs einfach. Das gleiche

gilt dementsprechend für die Grundwasserverhältnisse. Da jedoch unregelmäßig
Störungen des geologischen Aufbaus der lockeren Gesteine, wie sie im nord
deutschen Glazialgebiet so häufig vorkommen, ganz fehlen, war es möglich, trot
der oben aufgeführten Schwierigkeiten die geologischen Verhältnisse vielfac
bis in ziemlich kleine Einzelheiten hinein aufzuklären. Dies gelang freilich nu
deswegen, weil der Untergrund durch mehrere tausend Bohrungen, insbeson
dere des Braunkohlen- und Steinkohlenbergbaus, so weitgehend aufgeschlosse
ist, wie es in einem derart großen Bereich in ganz Europa wohl kaum irgendw
der Fall ist.

Eine hydrogeologische Bearbeitung wie diese dient zwei verschiedene
Zwecken, die nicht immer ganz parallel laufen, nämlich einmal der Erforschun
der geologischen Verhältnisse und weiterhin ihrer Darstellung für den Gebrauc
der Praxis.

Ein Gebiet, in dem Bohrungen Aufschlüsse geschaffen haben, die sich
weiten Räumen auf hunderte von Metern in die Tiefe erstrecken, bietet sowol
für die geologische Bearbeitung als auch für die Darstellung ganz andere Vorau
setzungen als ein solches, in dem der Geologe mehr oder weniger auf Obe
flächenaufschlüsse angewiesen ist. Während in diesem Fall nur die übliche ge
logische Karte das Arbeits- und Darstellungsmittel sein kann, kommen für G
biete mit überwiegenden Tiefenaufschlüssen durch Bohrungen oder Bergwerl
in erster Linie nicht grundrißliche, sondern räumliche Arbeits- un
Darstellungsmethoden in Betracht.

Im gefalteten Gebirge stellen sich der Anwendung räumlicher Darstellung
weisen dann Schwierigkeiten entgegen, wenn diese sich auf größere Bereid
erstrecken sollen. Im flachgelagerten Deckgebirge aber liegen die Voraussetzu
gen für sie wesentlich günstiger. Da eine perspektivische Darstellung etwa
der Form von Blockdiagrammen schon wegen der großen flächenhaften Au
dehnung des Gebietes zu viel Schwierigkeiten bot, wurden als Mittel zur räu
lichen Darstellung Profilserien gewählt, wie sie ja in neuerer Zeit in d
Geologie mehr und mehr in Anwendung kommen. Zur Verstärkung der räu
lichen Wirkung und zur Erhöhung der Genauigkeit in der Konstruktion u
Darstellung wurden die Profile in einem regelmäßigen System und in gleic
mäßigen Abständen angeordnet. Man könnte derartige Darstellungen als ge
logische bzw. hydrologische Profilkarten bezeichnen.

Die einzelnen Schnitte einer solchen Profilkarte sind gegenüber ihrer wi
lichen Lage im Raume um 90° gedreht, so daß sie in die Bildebene zu lieg
kommen. Drehachse ist jeweils die Grundlinie der Profile. Diese kann je na
den Umständen in verschiedene Höhen gelegt werden. Ebenso können Abstan
Breite und Höhenmaßstab der Profile beliebig gewählt werden, je nachdem, w
es der Tiefe der Aufschlüsse oder dem Zweck der Darstellung am besten e
spricht.

Die Profilkarte eignet sich deswegen ganz besonders für flachliegendes De
gebirge, weil die durch die meist notwendige Überhöhung der Profile entsteh
den Verzerrungen hier durchweg noch ertragen werden können und weil fer
die tektonischen Verhältnisse nicht so verwickelt sind, als daß eventuelle Lüc
in den Aufschlüssen das Ergebnis allzustark beeinträchtigen könnten.

Gegenüber der grundrißlichen Karte weist die Profilkarte einige entsc
dende Vorteile auf. Der erste liegt darin, daß der bearbeitende Geologe d
geführt wird, stärker im Raum zu denken. Dadurch werden manche Fehler v
mieden, die älteren grundrißlichen geologischen Karten anhaften und die dar
beruhen, daß Oberfläche und Raum nicht in genügende Übereinstimmung

bracht wurden. Die notwendige Umstellung auf stärker räumlich orientierte Vorstellungen bringt weiterhin die Notwendigkeit mit sich, die stratigraphischen Begriffe schärfer zu fassen, als es bisher erforderlich war. Da die räumliche Darstellung zu einer sehr viel genaueren Aufnahme und Wiedergabe der tatsächlich vorliegenden Gesteinsverhältnisse zwingt, als sie bisher auf geologischen Karten üblich war, ist der Inhalt der Profilkarten im einzelnen — ungeachtet der durch mangelnde Aufschlüsse hervorgerufenen Unzulänglichkeiten — in den Einzelheiten stärker differenziert als auf den bisher üblichen grundrißlichen geologischen Karten. Diese größere Genauigkeit der Gesteinsangaben ist überdies für die Zwecke der Praxis, insbesondere der Wasserwirtschaft, unerläßlich.

Der entscheidende Vorteil ist jedoch der, daß die Profilkarten es auch dem Nichtgeologen ermöglichen, in kurzer Zeit eine Vorstellung vom Aufbau des Untergrundes, seiner Lagerstätten und der Grundwasserverhältnisse zu gewinnen. In den Gebieten flach lagernder Deckgebirgsschichten, noch dazu, wenn sie durch Diluvialablagerungen verhüllt werden, ist dies vielleicht auf keine andere Weise zu erreichen. Da nun aber geologische Kartenwerke in der Regel nur hergestellt werden können, wenn sie von Nichtgeologen finanziert werden, ist gerade dieser Punkt von wesentlicher Bedeutung.

Die Methoden der Ausarbeitung und Darstellung von Profilkarten wurden vom Verfasser im Geologischen Institut der T. H. Aachen seit 1939 entwickelt.

2. Anordnung und Maßstab der Profile

Das hydrogeologische Kartenwerk ist dazu bestimmt, eine übersichtliche Darstellung zu geben. Der Maßstab des Meßtischblattes 1 : 25 000 war deshalb der gegebene.

Am besten lesbar wäre eine Profilkarte, deren Einzelschnitte in Ost-West-Richtung angeordnet sind. Die angestellten Versuche ließen jedoch diese Lösung für das aufzunehmende Gebiet nicht als zweckmäßig erscheinen. Die Neigung der einzelnen Schollen ist im Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht generell nordöstlich und der Verlauf der Störungen durchweg nordwestlich gerichtet. Unter diesen Umständen ergab sich nur dann ein befriedigender räumlicher Gesamteindruck des Kartenbildes, wenn die Profilserien in der Neigung der Schichten und quer zu den Hauptstörungen, also in nordöstlicher Richtung, angeordnet wurden.

Wenn man durch die beiden gegenüberliegenden Ecken des Kartenspiegels eines Meßtischblattes eine Profillinie in NO-Richtung zieht, zwei weitere jeweils durch die Mitte der Blattkanten und zwischen diese Linie noch ein weiteres Profil durch jedes Viertel der Blattkanten einschaltet, so ergeben sich, einschließlich der beiden über die nordwestliche und die südöstliche Blattecke verlaufenden, insgesamt 9 Profilschnitte. Fügt man nun ein weiteres Profil zwischen jedes ein, so erhält man 17 Profilschnitte. Die vorwiegend für die Zwecke der Wasserversorgung bestimmten Karten enthalten je 17 Profile.

Nimmt man den Rand des Blattspiegels als Begrenzung der Profilschnitte an, wie es sich mit Rücksicht auf den Anschluß an die Nachbarblätter und zur Erlangung eines ansprechenden Kartenbildes als notwendig erwies, so greift die Profildarstellung am Süd- und Ostrand des Blattes bereits auf einen Streifen des Nachbarblattes über, während an der West- und Nordkante das Gegenteil der Fall ist.

In dem bearbeiteten Gebiet machen die Abstände zwischen den 17 Profilen eines Meßtischbereiches fast genau 1000 m, im Maßstab 1 : 25 000 also 4 cm, aus.

Bei den mehr für die Zwecke des Bergbaues bestimmten Karten mit 9
schnitten beträgt der Abstand zwischen den Grundlinien der Schnitte 2
oder im Maßstab des Meßtischblattes 8 cm.

Für die Karten mit 17 Schnitten in 1000 m Abstand wurde der I
maßstab 1 : 2000 gewählt, was bei einem Längenmaßstab von 1 : 25 000
12½fachen Überhöhung entspricht. Die Grundlinie dieser Profilschnitte
entsprechend den Höhenverhältnissen im ganzen Gebiet gleichmäßig au
über NN gelegt. Dabei ergibt sich freilich für die gebirgsnahen Randgebi
ihren Höhen von 150—200 m ein starkes Abweichen der Profilschnitt
oben, was sich indessen im Kartenbild nicht übermäßig störend geltend
Die Breite der Profilschnitte beträgt im Durchschnitt 3,2 cm, was eine
der Darstellung von etwa 70 m entspricht. Zwischen jedem Schnitt verble
schmaler Raum für die Beschriftung der Oberfläche. Diese schmalen, ab
dicht stehenden Profile enthalten besonders viele Einzelheiten und e
außerdem eine günstige räumliche Gesamtwirkung. Sie umfassen den
bereich, der für die öffentliche Wasserversorgung aus dem Grundwasser
reich des bearbeiteten Gebietes derzeit in Betracht kommt, nahezu volls

Vorwiegend den Zwecken des Bergbaues dienen zwei weitere Art
Profilkarten. Die Profilkarte 1 : 2000 mit 9 Profilen ist im gleichen Höhenm
gehalten wie die obengenannte, enthält aber nur halb soviel Profilschnit
aber dementsprechend etwas mehr als doppelt so weit in die Tiefe reichen
lich bis durchschnittlich 145 m. Die Profilkarten im Höhenmaßstab 1 : 50
in gleicher Weise angeordnet; die Überhöhung ist indessen nur eine fün
Die Schnitte reichen bis zu einer Tiefe von durchschnittlich 360 m. Bei
Karten ist die Grundlinie stets auf NN bezogen.

Karten im Höhenmaßstab 1 : 10 000 wurden bislang noch nicht ange
Zur Beurteilung hydrologischer Verhältnisse sind sie von geringerer Bede
Auch würden in größeren Bereichen die Unterlagen für die Darstellung n
Tiefe nicht mehr ausreichen, so daß größere Flächen weiß gelassen
müßten, während von den Profilkarten 1 : 2000 und 1 : 5000 in der Rege
Profil nur mit einem Zwischenraum von knapp 1 cm für die Beschriftu
Geländeoberfläche an das nächste anschließt.

Klebt man die einzelnen Blätter der Profilkarte zu großen Tablea
sammen, so ergibt sich ein Kartenbild, das außer allen kleinen Einzelheit
geologischen und hydrologischen Verhältnisse, namentlich den tektonisch
bau, auch in der Übersicht gut wiedergibt.

Die regelmäßige Anordnung der Profile ermöglicht es jedem Benut
Karte, auch dem wenig geschulten, durch Interpolation zwischen den
am nächsten gelegenen Profilschnitten für jeden Punkt des dargestellt
bietes eine detaillierte Voraussage über die unter ihm mutmaßlich vorha
Gesteinsarten, ihre Aufeinanderfolge und Mächtigkeit sowie die Grund
verhältnisse zu geben. Diese Möglichkeit erfährt nur durch die unten an
ten, nicht vermeidbaren Ungenauigkeiten eine Einschränkung. Es ist fer
rein zeichnerischem Wege möglich, aus den Profilserien Profile jeder a
Richtung zu konstruieren.

3. Die Herstellung der Profilkarten

Neben den vorhandenen Oberflächenaufschlüssen, insbesondere den
bauen des Braunkohlenbergbaus, sind die Schichtenverzeichnisse der aus
ten Bohrungen die wichtigste Grundlage der Profilkartendarstellungen.

für die Bearbeitung brauchbar zu machen, wurden von den einzelnen Schichtenverzeichnissen Säulenprofile im Maßstab 1 : 1000 hergestellt und darin die verschiedenen Gesteinsarten mit gut kontrastierenden Farben bezeichnet. Diese Vorarbeit ist mühsam und kostspielig, aber unerläßlich, da die Aufklärung der geologischen Verhältnisse des Untergrundes nur dann gelingen kann, wenn man die Möglichkeit hat, jedes einzelne Bohrprofil mit jedem anderen oder ganze Profilserien mit anderen unmittelbar optisch zu vergleichen.

Wenn alle Bohrprofile nur genaue und gesteinsmäßig zutreffende Angaben über die durchteuften Schichtenfolgen enthielten, würde es, sobald sie in genügender Dichte vorlägen, keine besonderen Schwierigkeiten machen, aus ihnen eine räumlich-geologische Vorstellung vom Aufbau des Untergrundes zu entwickeln. Bei einem großen Teil der Bohrungen handelt es sich indessen um Spülbohrungen, deren technische Durchführung weder eine genaue Probenahme noch die Aufstellung eines zuverlässigen Schichtenverzeichnisses gestattet hat. Die neuerdings angewandte elektrische Bohrlochvermessung nach dem SCHLUMBERGER-Verfahren bedeutet zwar insofern einen gewaltigen Fortschritt, als Kohlenflöze und auch Tonlagen einwandfrei erkannt und in ihrer Höhenlage genau festgelegt werden können; Bestimmungen der Korngröße und Wasserdurchlässigkeit der Sande und Kiese sind aber nach diesem Verfahren in unserem Gebiet noch nicht durchgeführt worden. Der wichtigste Anteil der für die Bearbeitung verwendeten Bohrungen stammt überdies aus früheren Jahren, als es eine elektrische Bohrlochvermessung noch nicht gab. Wo aber SCHLUMBERGER-Diagramme vorliegen, was freilich nur in kleineren Bereichen der Fall ist, ist die Erkennung der geologischen Grenzflächen, der Kohlenflöze sowie der Mächtigkeitsänderungen der Schichtglieder außerordentlich erleichtert und die Darstellung der Profile daher weit zuverlässiger.

Recht genaue Schichtenverzeichnisse ergaben die zahlreichen Bohrungen auf Wasser, die freilich, verglichen mit den Braun- und Steinkohle-Bohrungen, meist nur bis in geringe Tiefen reichen. Bei diesen als „Trockenbohrungen" ohne Verwendung von Spültrübe durchgeführten Bohrungen entnimmt der Bohrmeister aus jeder durchstoßenen Schicht in der Regel eine Probe. Diese dient dem überwachenden Geologen als Unterlage zur Bestimmung der Gesteinsbeschaffenheit. Bei dem starken Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit in vertikaler Richtung, namentlich innerhalb der fluviatilen Absätze des Diluviums und Jungtertiärs, birgt dieses Verfahren manche Fehlerquellen. Vor allem hängt die Qualität des Schichtenverzeichnisses und die Entnahme der für die betreffende Schicht wirklich charakteristischen Probe weitgehend von dem Geschick und der Erfahrung des betreffenden Bohrmeisters ab. Wirklich genaue Profile könnten nur Kernbohrungen ergeben, die, abgesehen von der technisch schwierigeren Ausführung, sich wirtschaftlich selten lohnen. In hydrologischer Hinsicht ist zu bemerken, daß beim Bohren mit Kiespumpe die Probe ihren Charakter in der Kornstruktur dadurch verliert, daß die durch den Sog hereingerissenen Sande und Kiese sich nach der Schwere des Materials absetzen, so daß die Siebanalyse die wirkliche Beschaffenheit des Materials nicht immer vollkommen wiedergeben kann. Diese ist in vollem Umfange bei über Tage entnommenen Proben oder echten Bohrkernen erkennbar.

Wenn man aus einem Gebiet eine große Anzahl von Bohrungen zur Verfügung hat, insbesondere solche, die zu verschiedenen Zeiten, zu verschiedenen Zwecken, mit anderen Methoden und von verschiedenen Bohrmeistern ausgeführt worden sind, so kann man eine Reihe von Fehlerquellen, die bohrtechnisch begründet sind, eliminieren und aus einer Kombination der oft stark lückenhaften

Angaben der einzelnen Profile doch oft noch zu einigermaßen brauchbaren Ergeb nissen kommen. Dabei können statistische Methoden gute Dienste leisten. In übrigen darf man nicht davor zurückschrecken, gelegentlich einzelne Schichten verzeichnisse als offenbar fehlerhaft unberücksichtigt zu lassen.

Eine größere Rolle spielt, insbesondere bei Spülbohrungen, der Umstand daß das Eintreten einer Änderung der Gesteinsbeschaffenheit oft zu spät erkann wird. Dies gilt in besonderem Maße für die Unterfläche grober Diluvialschotte die in vielen Bohrungen offenkundig zu tief angegeben ist. Dies ist insofern fü die Wasserwirtschaft von Bedeutung, als dadurch das gut nutzbare obere Grund wasserstockwerk im Diluvialkies gelegentlich mächtiger erscheinen kann, als e in Wirklichkeit ist.

Falsch wäre es indessen, die Verwendung älterer Bohrergebnisse, auch vo Spülbohrungen, wegen ihrer angeblich zu geringen Zuverlässigkeit von vorn herein abzulehnen. Gute Bohrmeister gab es auch früher mindestens im gleiche Umfange wie heute. Vergleicht man solche älteren Bohrungen miteinander, s wird man immer feststellen, daß bestimmte auffällige Schichtgrenzen, insbeson dere die Grenzflächen der stratigraphischen Rhythmen, wenigstens in einem Teil der Bohrungen erkannt worden sind und sich auch in etwa übereinstim mender Höhe über NN bzw. über oder unter einer sicher festgelegten stratigra phischen Grenzfläche vorfinden. Die Angaben über die Gesteinsart selbst da man bei den Bohrungen auf Steinkohle und Braunkohle freilich nicht sonderlic hoch bewerten.

Die Gesteinsfolgen des lagunären und fluviatilen Tertiärs lassen in gute Bohrprofilen, aber auch in den Großaufschlüssen im Braunkohlenbergbau häufi eine rhythmische Gliederung erkennen (Breddin 1952). Auf eine ve hältnismäßig grobkörnige oder kiesige Schicht an der Basis des Rhythmus folge feinerkörnige Sande, die nach oben zu in Schluff und schließlich in Ton od Braunkohle übergehen. Über Ton oder Kohle setzt mit meist scharfer Grenz (also mit einem „Faziessprung") eine neue grobkörnige Ablagerung ein, die nac oben wiederum in feinkörnige Sedimente übergeht und weiter oben ebenfal durch Ton oder Braunkohle abgeschlossen wird.

Diese rhythmische Gliederung, insbesondere die oft sehr deutlich ausgebi deten Grenzflächen zwischen den einzelnen Rhythmen, bilden das Gerüst für di Spezialstratigraphie beträchtlicher Teile des fluviatilen und lagunären Tertiä der Niederrheinischen Bucht. Sie ist wegen des immer wiederkehrenden Wechse wasserstauender und wasserleitender Schichten auch hydrologisch von Bedeutung Die Bearbeitung der Bohrprofile läuft also zu einem wesentlichen Teil darau hinaus, die Grenzflächen der Rhythmen festzustellen und miteinander zu korre lieren. Diese Arbeit hat zwar eine sehr große Mühe erfordert, aber doch daz geführt, daß im größeren Teil des Gebietes die Hauptrhythmen einwandfrei er kannt und über größere Gebiete verfolgt und mit oft recht großer Sicherheit i den Profilkarten dargestellt werden konnten.

Kleinere „Unterrhythmen" lassen sich oft nur über begrenzte Bereiche ver folgen, können aber innerhalb dieser oft nützlich sein. Der Umstand, daß di Aufschlüsse vielfach ungenügend sind, bringt es mit sich, daß die Korrelierun der Rhythmen in den verschiedenen Gebieten nicht von vornherein sicher ge lingen kann. Erst nach Fertigstellung des ganzen Kartenwerkes wird dies voraus sichtlich möglich sein. Die auf den bisher fertiggestellten Blättern angewandte Bezeichnungen für die Rhythmen sowie die Zusammenfassung der Rhythmen z größeren Einheiten sind daher nur als provisorisch zu betrachten. Es ließ si ferner nicht ganz vermeiden, in größeren Bereichen des Kartengebietes die rhyt

mische Gliederung schematisch darzustellen. Sie tritt daher im Kartenbild oft stärker hervor als der Wirklichkeit entsprechen mag.

Ob die rhythmische Gliederung durch tektonische Bewegungen, durch Klimaschwankungen oder auf andere Weise zustande gekommen ist, soll hier unerörtert bleiben.

Einwandfrei nachweisbare Grenzflächen [1]), insbesondere auch die Oberflächen der Braunkohlenflöze, werden auf Grund der Bohrergebnisse zunächst grundrißlich in Form von Höhenliniendarstellungen konstruiert, wobei manche fehlerhafte oder unwahrscheinliche Ergebnisse von vornherein erkannt und ausgemerzt werden können. Die grundrißliche Darstellung der Oberflächen der einzelnen Braunkohlenflöze sowie der des Steinkohlengebirges oder einzelner weithin verfolgbarer Tonhorizonte, wie die des Reuvertons, wurden dann auf die Profilkarten übertragen. Sie bilden die erste Grundlage, auf die sich die weitere Darstellung aufbaut. Diese Flächen lassen vor allem das Einfallen der Schichten und die Verwerfungen erkennen.

Es ist leicht einzusehen, daß Profile von geringer Tiefe oft nicht genügend solcher Grenzflächen enthalten. Aus diesem Grunde mußten von vornherein meist zwei oder drei Profilkarten verschiedenen Höhenmaßstabes, die bis in größere Tiefen reichen, angefertigt werden.

Nur wenige Bohrungen stehen in den Profilschnitten oder so dicht neben ihnen, daß ihr Schichtprofil unmittelbar für das Profil verwendet werden kann. Die meisten müssen a u f d i e P r o f i l l i n i e n p r o j i z i e r t werden. Es ist nicht immer zweckmäßig, diese Projektion unter einem Winkel von 90° vorzunehmen; um die Bohrungen gut in das Profil einpassen zu können, muß man vielmehr oft der topographischen Höhe oder dem Streichen der flach einfallenden Schichten folgen, ferner bei spitzwinklig durch die Profilschnitte verlaufenden Verwerfungen deren Verlauf berücksichtigen. Bei den Profilen, die in 1000 m Abstand voneinander liegen, wurden in der Regel alle Bohrungen, die in einem 500 m breiten Streifen beiderseits der Profillinie liegen, auf diese projiziert. Dabei kann es vorkommen, daß infolge von Mächtigkeitszunahme einzelne Schichtfolgen oder aus anderen Ursachen einzelne Bohrprofile nicht mehr genau in der Darstellung auf der Profillinie eingepaßt werden können. Solche Mängel müssen in Kauf genommen werden. In Profilen mit 2000 m Abstand voneinander sind außer den bis 500 m entfernt gelegenen meist auch die wichtigsten der bis 1000 m entfernten Bohrprofile aufgenommen worden.

Wenn die Hauptgrenzflächen sowie die Bohrungen in die Profilschnitte eingetragen sind, beginnt die schwierige Arbeit der Ausführung der Einzelheiten der Darstellung. Zunächst müssen die G r e n z f l ä c h e n k l e i n e r e r O r d n u n g ermittelt und eingetragen werden. Die Grenzflächen sind, wie man in Tagesaufschlüssen erkennen kann, häufig etwas unregelmäßig gestaltet, weil die grobkörnigen Ablagerungen an der Basis der einzelnen Rhythmen oft in Kolken oder Rinnen in den Untergrund eingreifen. Man kann dies in Bohrungen nur selten im einzelnen nachweisen, wohl aber durch eine etwas wellige Gestaltung der Grenzflächen andeuten. Die Tatsache, daß die Grenzflächen der Rhythmen und die Oberfläche der Kohlenflöze häufig Emersionsflächen sind, wirkt sich mitunter nachteilig aus, weil sie in diesem Falle keine absoluten Ebenen mehr darstellen. Andere Flächen, wie z. B. die Unterflächen der Kohlenflöze, sind in

[1]) Der Ausdruck „G r e n z f l ä c h e" ist ein konkreter Begriff aus der räumlich aufgefaßten Stratigraphie und als solcher eindeutig. Der Ausdruck „Grenze" wird heute meist abstrakt im Sinne altersmäßiger Einteilung verwendet (Beispiel: „die G r e n z e zwischen Miozän und Oligozän").

einem kleineren Bereich wirkliche Ebenen. Ihnen haftet jedoch meist der Nach-teil an, daß sie über größere Flächen nicht durchhalten. Aus diesem Grund sind sie stratigraphisch meist wenig brauchbar.

Bei der Konstruktion ist darauf zu achten, daß die Mächtigkeit der Schichtglieder je nach Umständen in den benachbarten Profilschnitten ent weder gleich oder in einer Richtung gleichmäßig zu- oder abnehmend dargestell sind, wobei man gelegentlich in Widersprüche zu den Angaben einzelner Boh rungen kommen kann. Wesentlich ist ferner, daß das Einfallen und die absolut Höhenlage der Grenzflächen in allen Profilen so in Übereinstimmung stehen daß die räumliche Darstellung nicht nur innerhalb der Profilschnitt selbst, sondern auch in der Richtung quer zu den Profilen zutreffend ist

Auf die Konstruktion der Grenzflächen folgt die Darstellung de Gesteinsausbildung. Hierbei ist vor allem darauf zu achten, daß di fast überall und in allen Schichtfolgen feststellbaren Faziesänderungen in allen Schnitten gut aufeinander abgestimmt werden, damit sie in der Darstellung später klar hervortreten.

Grenzflächen, Gesteinsausbildung und Tektonik müssen in allen Profil schnitten so weit übereinstimmen, daß die gegebene Darstellung räumlich, strati graphisch und tektonisch möglich ist. Wenn zahlreiche Bohrprofile in kleine Abständen vorliegen, die sich in diese Konstruktion ohne jeden Zwang einfüger so darf man mit großer Sicherheit annehmen, daß die Konstruktion sich weit gehend mit der Wirklichkeit deckt. Bei ungenauen und in weiten Abstände stehenden Bohrungen kann die Konstruktion nicht in allen Einzelheiten zuver lässig sein.

Die genaue Lage der Verwerfungen ist nicht immer sicher zu ermitteln da die meist beträchtlichen Entfernungen zwischen den einzelnen Bohrpunkte dies nicht erlauben. So ist man bei der Festlegung der Störungen oft auf morpho logische Merkmale angewiesen, die mitunter täuschen können.

Es ist nicht besonders schwierig, ein einzelnes geologisches Profil aus gege benen Unterlagen zu zeichnen. Eine ganze Profilserie jedoch zu konstruieren, be der jedes Profil mit dem nächsten in Gliederung, Gesteinsausbildung und Tek tonik voll harmonieren muß und dazu noch mit den Einzelergebnissen alle Bohrprofile in Übereinstimmung stehen soll, erfordert einen Arbeitsaufwand von dem der Uneingeweihte sich nicht leicht eine Vorstellung machen kann. E ist nicht immer gelungen, vor allem bei der Erstherstellung eines Blattes, diesen Anforderungen in vollem Umfange gerecht zu werden.

4. Die Schwarz-Weiß-Darstellung in den Profilkarten

Die Darstellung der Profilkarten ist so gewählt, daß ihr gesamter Inhalt in Schwarz-Weiß-Darstellung enthalten ist. Anschaulich und praktisch brauchbar wird das Kartenbild freilich erst durch die Farbanlage.

In Schwarz ausgedrückt werden

1. die Gliederung durch die Grenzflächen,
2. das mutmaßliche geologische Alter der einzelnen Schichtglieder, die durch die Grenzflächen voneinander getrennt werden;
3. die Gesteinsausbildung.

Die Schnittlinien der Grenzflächen mit der Profilebene wurden durch voll ausgezogene Linien bezeichnet. Meist handelt es sich, wie oben ausgeführt um die oft als Emersionsflächen ausgestalteten Oberflächen der Ton- und Braun kohlenflöze, die die einzelnen Sedimentationsrhythmen nach oben abschließen

Die oft etwas unregelmäßige Gestaltung dieser Flächen ist in der Darstellung meist nicht zum Ausdruck gebracht worden. Abgesehen von diesen meist über größere Räume oder sogar über das ganze Aufnahmegebiet nachweisbaren stratigraphischen Flächen, sind übereinanderfolgende oder ineinander übergehende Gesteinsarten grundsätzlich nicht durch einen Strich voneinander getrennt worden. Übergänge von einer Gesteinsart in die andere erscheinen aber auch in der Darstellung als Übergänge.

Die einzelnen Schichtglieder bzw. Rhythmen der stratigraphischen Gliederung, die durch die Grenzflächen voneinander getrennt werden, sind mit Buchstabensymbolen bezeichnet. Wenn die Grenzflächen nicht deutlich genug ausgeprägt sind, sind vielfach mehrere Schichtglieder oder Rhythmen miteinander vereinigt worden. Die bisher für bestimmte Gesteinsausbildungen (Fazies) eines Schichtgliedes oder Rhythmus eingeführten stratigraphischen Bezeichnungen wurden grundsätzlich beibehalten, neue Bezeichnungen dieser Art aber möglichst vermieden. Für die Bezeichnung vieler Rhythmen wurden zunächst lediglich Buchstaben verwendet, womit einer besseren Bezeichnung nicht vorgegriffen werden soll. In den Fällen, in denen das Braunkohlen- oder Tonflöz, das den Rhythmus nach oben abschließt, bereits einen Namen gehabt hat (Flöz Garzweiler, Flöz Frimmersdorf, Flöz Morken), ist dieser als Bezeichnung für den ganzen Rhythmus verwendet worden.

Das geologische Alter der einzelnen Schichtglieder kommt, soweit nicht durch die Buchstabensymbole schon angedeutet, nur in der stratigraphischen Erklärung zum Ausdruck. Änderungen in der Alterseinstufung sowie der chronologischen Bezeichnungen können auf diese Weise einfach ausgeführt werden, so daß es möglich wird, die Kartendarstellung leicht den ständigen Fortschritten auf diesem Gebiet anzupassen. Bei einem großen Teil der Schichtglieder des Tertiärs steht das geologische Alter noch nicht sicher fest, so daß die Einstufung nur als „mutmaßlich" angegeben werden konnte.

Daß Änderungen in der Alterseinstufung, etwa durch neue Fossilfunde, sich auf das in den Profilkarten dargestellte, räumlich geologische Bild nennenswert auswirken werden, ist freilich kaum zu erwarten. In Gebieten einer Schichtenausbildung, die so arm an tierischen Fossilien ist, wie das lagunäre und fluviatile Tertiär der Niederrheinischen Bucht, kommt der chronologischen Methode in der Stratigraphie nicht die Bedeutung zu wie anderswo. Diese Lücke hat auch die Pollenanalyse bisher nicht schließen können. Die durch sie nachgewiesenen Unterschiede im Florenbestand sind überwiegend ökologisch bedingt und daher chronologisch nicht verwertbar. Die klimatisch bedingten Unterschiede lassen eine chronologische Ausdeutung schon eher zu, freilich bislang nur in groben Zügen. Florenunterschiede, die entwicklungsgeschichtlich bedingt wären, und daher wie etwa die Säugetierreste eine unmittelbare chronologische Einstufung von Schichten ermöglichen würden, sind im rheinischen Braunkohlentertiär bisher noch nicht klar nachgewiesen worden.

Auf eine altersmäßige Unterteilung der Diluvialablagerungen wurde bisher ganz verzichtet, weil die Grundlagen, insbesondere für den älteren Teil, dazu nicht einwandfrei erschienen. Es sind daher überall lediglich die Schichtglieder bzw. Terrassen angegeben.

Das Schwergewicht der stratigraphischen Darstellung liegt neben der der Grenzflächen in den Angaben über die Gesteinsausbildung (Fazies). Die Gesteine wurden durch schwarze Signaturen bezeichnet, die, wie aus der Anlage zu ersehen ist, den bisher üblichen Zeichen entsprechen. Die in den verschiedenen DIN-Normenblättern sowie dem großen markscheiderischen Normen-

rißwerk angewandten Signaturen sind freilich für eine solche Darstellung nic
verwendbar.

Es wurden so wenig Einzelzeichen wie möglich angewandt. So reichten f
die Darstellung der Gesteine des Arbeitsgebietes 11 Einzelzeichen aus, zu den
noch 4 für gelegentliche Beimengungen (Muschelschalen, Feuersteingerölle, Ka
geoden, Schwefelkiesknollen) kommen. Grundsätzlich wurden die Zeichen
verwendet, daß eine möglichst bildhafte Darstellung der wesentlichen Eig
schaften der Gesteine zustande kommt.

Die einzelnen Gesteinsarten kommen meist in Mischungen oder in n
einander wechsellagernden Schichten vor. Um dieser Mannigfaltigkeit im e
zelnen Herr zu werden, mußten die vorkommenden Gesteinsausbildungen et
zusammengefaßt werden. Aus zeichentechnischen Gründen, aber auch desweg
weil selbst im Höhenmaßstab 1:2000 der Platz nicht hinreicht, ist ferner
Darstellung der wirklichen Zusammensetzung einer Schichtfolge oft nur
Andeutungen möglich.

Die unterschiedlichen Gesteinsausbildungen sind nicht allein durch
Signaturen, sondern außerdem noch durch eine Ziffer bezeichnet, die auch
der Erklärung wiederkehrt. Dies soll die Lesbarkeit der Karte erleichtern. Di
Bezeichnung der Gesteinsart durch Ziffern ist unabhängig von den Buchstab
symbolen der stratigraphischen Gliederung und soll rein äußerlich dartun, d
Alter, Gliederung und Fazies voneinander unabhängi
stratigraphische Elemente sind und vom Geologen stets auch
solche behandelt werden sollten.

Die Bezeichnungen für die einzelnen Gesteinsarten beziehen sich auf
auf der Karte wiedergegebene Korngrößenklassierung. Diese entspri
der in Deutschland meist gebräuchlichen Einteilung. Die Dreiteilung der D
male bietet den großen Vorteil, daß jede einzelne Kornklasse noch mit ei
klaren sedimentpetrographischen Bezeichnung versehen werden kann. D
würde bei einer noch weiteren Unterteilung — etwa einer Vierteilung der D
male — kaum mehr möglich sein, so daß dann die petrographische Bezeichnu
und die Kornklassifizierung auseinanderfallen würden. Der weitere Vorteil li
darin, daß die gewählte Einteilung für den geübten Geologen makroskopi
oder unter Zuhilfenahme einer Korngrößenlupe oder von normierten Sandprol
noch gut durchführbar ist. Dadurch entfällt die Notwendigkeit, eine größ
Anzahl Siebanalysen durchzuführen, die für die Aufnahme größerer Gebie
vor allen Dingen aber zur Untersuchung sehr vieler Bohrproben, meist einen
großen Aufwand erfordern, daß das erzielte Ergebnis in keinem rechten V
hältnis zu den Kosten stehen würde.

Bei der Darstellung der Gesteinsverhältnisse ist Wert darauf gelegt word
so viel Einzelheiten zu bringen, wie das Kartenbild eben ertragen kann.
sind Einlagerungen von Ton und Schluff in Sand oder Kies stets angegeben od
schematisch angedeutet. Die Darstellung von Einlagerungen von Feinsand
Mittel- oder Grobsand bzw. Kies oder von Mittelsand in Kies und ähnliche V
hältnisse würde jedoch die gegebenen Ausdrucksmöglichkeiten überschreit
Dagegen sind Lagen von Kalkgeoden, Feuersteingeröllen, Feinkies, Kiesel- u
Kalksandstein überall angegeben, wo sie auftreten, ebenso die Muschelführu
der Meeressande und der Humusgehalt der lagunären Ablagerungen.

In den Profilschnitten sind überall die Änderungen der Gestein
ausbildung zur Darstellung gekommen. Diese sind einerseits loka
bedingt, z. B. durch das Auskeilen von Kiesbänken oder Tonlagen, das A
treten tonerfüllter Rinnen im Sand, die mehrere Meter stark werden können, u

ähnliches. Solche Erscheinungen kann man in den großen Aufschlüssen, insbesondere der Braunkohlentagebaue, ja häufig genug beobachten. Sie sind hydrologisch deshalb von großer Bedeutung, weil sie zur Folge haben, daß oft in dicht benachbarten Bohrungen abweichende Schichtenprofile von verschiedener Durchlässigkeit festgestellt werden können, die bei Pumpversuchen beträchtliche Unterschiede in der Ergiebigkeit zeigen.

Anders geartet sind die regionalen Faziesänderungen. Sie vollziehen sich vor allem in zwei Richtungen. In nordwestlicher Richtung, also auf die heutige und damalige Meeresküste zu, werden die Sedimente aller Schichtglieder in der Regel im Korn feiner. Viel stärker wirken sich aber, namentlich in den jungtertiären und diluvialen Ablagerungen, die Ausbildungsänderungen aus, die vom Innern der Niederrheinischen Bucht zu den Rändern hin, also in unserem Gebiet von Nordosten nach Südwesten, vor sich gehen, weil diese sich auf viel kürzere Entfernung vollziehen. In den meisten Fällen wird das Korn in Richtung auf die Ränder der Bucht zu feiner, in der Nähe der Mündung von Nebenflüssen lokal aber auch gröber. Besonders stark sind die regionalen Faziesänderungen im Bereich der pliozänen und altdiluvialen Einmündung der Maas in die Niederrheinische Bucht, die lange Zeit im Raum von Aachen—Geilenkirchen gelegen hat. Die Ermittlung und Darstellung der Faziesänderungen bietet manche Schwierigkeiten, besonders bezüglich der Abgrenzung der verschiedenen Sandklassen. Sie ist in Gebieten, in denen die Unterlagen unvollkommen waren, nur unbefriedigend ausgefallen und wird bei späterer Nacharbeit manche Korrekturen erfahren müssen.

Die in die Schnitte eingetragenen Bohrungen enthalten lediglich die Archivnummern des Geologischen Instituts ohne weitere Angaben. Die Darstellung der einzelnen Bohrprofile in der Profilkarte ist also nur für denjenigen verwendbar, der auch über die Namen der Bohrungen und die genauen Lagepunkte verfügt. Damit ist die Geheimhaltung der einzelnen Bohrergebnisse weitgehend gewahrt.

Jede Karte enthält auf einem der 3 Begleitkärtchen 1 : 100 000 eine Darstellung des Genauigkeitsgrades in 3 Stufen (gut, mittel, gering). Es soll damit angedeutet werden, in welchem Umfange die Karte angesichts der vorhandenen Unterlagen als zuverlässig gelten kann.

Daß die Profildarstellungen manche Detailangaben enthalten, die nur dazu dienen, die Beschaffenheit der Schichten im allgemeinen zu kennzeichnen, ohne immer Anspruch auf Richtigkeit im einzelnen zu erheben, läßt sich nicht vermeiden. Eine generalisierende Darstellung der Gesteinsart wäre in jedem Falle weit weniger zutreffend und würde damit der Praxis weniger Nutzen bringen. Außerdem kann man es dem Geologen nicht verargen, wenn er es nicht über sich bringen kann, Darstellungen zu geben, die roh und plump wirken müssen.

Freilich könnten die vielen Einzelheiten mancher Kartenblätter bei dem ganz Uneingeweihten zunächst die Vorstellung einer Genauigkeit erwecken, die auf Grund der derzeit vorliegenden Unterlagen noch nicht erreicht werden kann. Aus diesem Grunde wird dem Bearbeiter von seiten mancher Fachgenossen auch trotz der Angabe des Genauigkeitsgrades und der vor die unsicheren Konstruktionen gesetzten Fragezeichen der Vorwurf einer zu stark konstruktiven Darstellung vielleicht nicht erspart bleiben.

Dem wäre zu entgegnen, daß die Aufgabe des praktischen Geologen sich nicht darauf beschränken kann, lediglich sichtbare Befunde festzustellen und zusammenzufassen. Aus diesen Befunden eine „Prognose" zu entwickeln, also Schlußfolgerungen auf das Unbekannte zu ziehen, ist die wichtigste Forderung,

die die Praxis an ihn stellt und die zu erfüllen er sich mühen muß. Daß er dabei mitunter einmal versagt, muß er ertragen. Wenn der Geologe dem Nichtgeologen etwa nur eine Zusammenstellung von Bohrprofilen in die Hand geben würde, um ihm die Auswertung für seine speziellen Zwecke selbst zu überlassen, so würde er damit bei der Praxis auf wenig Verständnis stoßen.

Ob die Profilkarten brauchbar sind oder nicht, ist im übrigen unschwer festzustellen. Im Aufnahmegebiet werden nämlich laufend neue Bohrungen ausgeführt. Man braucht nur deren Ergebnisse mit den Angaben der Profilkarte zu vergleichen, um sich zu vergewissern, inwieweit die Angaben der Karte zuverlässig sind oder nicht. Über den Wert der Karten entscheidet also allein die praktische Bewährung.

5. Die farbige geologische und hydrologische Darstellung in den Profilkarten

Bei allen geologischen Karten wird die Darstellung erst anschaulich und gut verständlich, wenn sie farbig ist. Jede Profilkarte wird daher in Farben angelegt, und zwar in je einer geologischen und einer hydrologischen Ausführung.

Auf den geologischen Profilkarten sind die Gesteine außer durch die Signaturen auch noch zusätzlich durch Farben gekennzeichnet. Die Farbengebung erfolgte in möglichster Anlehnung an die üblichen Normen etwa wie folgt:

Grobkies	grün
Mittel- und Feinkies mit Sand	hellgrün
Grobsand mit Kies	gelbgrün
grober Mittelsand mit Grobsand	zitronengelb
feiner Mittelsand	hellgoldgelb
Feinsand	goldgelb
Mehlsand	braungelb
Schluff	rotbraun
schluffiger Ton	braunviolett
Ton	violett
Mergel	violettblau
Kalkstein	blau
Sandstein	orange

Die Anwendung dieser Farben ergab bei den meisten Blättern einen günstigen Gesamteindruck.

Es wäre natürlich möglich gewesen, in Anlehnung an die Übung auf geologischen Karten die Altersstufen mit Farben anzugeben. Versuche ergaben indessen, daß eine solche Darstellung in den gewählten Höhenmaßstäben 1 : 2000 und 1 : 5000 in den Diluvial- und Tertiärschichten keinerlei Vorteile bietet. Sie läßt vor allem die für praktische Zwecke allein bedeutungsvollen Gesteinsverhältnisse zu sehr in den Hintergrund treten. Eine farbige Darstellung der Chronologie wäre in diesem Gebiet auch deswegen unbefriedigend, weil die Altersstellung mancher Schichtglieder im einzelnen noch keineswegs eindeutig feststeht. Wo es gelegentlich notwendig war, wie zur Unterscheidung bestimmter, gesteinsmäßig sehr ähnlicher Schichtenfolgen verschiedener Formationen, wie etwa der Kreide und des Tertiärs im Raum nördlich von Aachen, wurden zusätzliche Signaturen angewandt.

Die hydrologischen Profilkarten beruhen auf der gleichen

Grundzeichnung wie die geologischen. Nur ist hier nicht die Beschaffenheit, sondern die Durchlässigkeit der Gesteine in Farben dargestellt. Außerdem kommt der Grundwasserspiegel dadurch klar zum Ausdruck, daß alle nicht grundwasserführenden Gesteinsfolgen bis auf die Wasserstauer einheitlich mit gelber Farbe dargestellt sind, während die Grundwasserleiter in blauen und violetten Tönen und die Grundwasserstauer in orange erscheinen.

Die Darstellung des Grundwasserspiegels beruhte zunächst auf Spiegelkarten, die bereits 1938/39 auf Grund von Messungen in einigen tausend Brunnen durch das Geologische Institut der T. H. Aachen (BREDDIN 1949) angefertigt wurden. In den letzten Jahren sind seitens der Wasserwirtschaftsbehörden Tausende von neuen Grundwassermeßstellen eingerichtet worden. Die Ergebnisse der Messungen sind für den Stand vom Oktober 1953 in einer vom Wasserwirtschaftsdezernat beim Landesministerium für Landwirtschaft, Ernährung und Forsten herausgegebenen, von Dipl.-Ing. SIEMON bearbeiteten Karte 1:50000 in Höhenlinien dargestellt worden. Den neuen Profilkarten wurde diese auf den amtlichen Grundwassermessungen beruhende Darstellung zugrunde gelegt.

Die Darstellung bezieht sich auf einen Grundwasserstand mittlerer Höhe. Die Schwankungen des Grundwasserspiegels mußten unberücksichtigt bleiben. Im übrigen halten sich die kurzfristigen, durch die Verteilung der Niederschläge und die durch den Wechsel der Jahreszeiten bedingten regelmäßig wiederkehrenden Schwankungen im Arbeitsgebiet im allgemeinen in der Größenordnung von weniger als 1 m, so daß sie im Höhenmaßstab der Karte 1:2000 (1 m = 0,5 mm) keine Rolle spielen. Größere langfristige Schwankungen, wie sie in den zwanziger und dreißiger Jahren vorkamen, haben sich in der Nachkriegszeit kaum bemerkbar gemacht. Die Darstellung von Grundwassersteighöhen für gespannte Stockwerke ist bisher noch nicht versucht worden.

Die G r u n d w a s s e r l e i t e r wurden je nach der Korngröße der Sedimente und der Häufigkeit der tonigen und schluffigen Einlagerungen in mehrere Klassen eingestuft (vgl. die Karte). Die für die Sammelwasserversorgung in Frage kommenden Durchlässigkeitsklassen wurden mit verschiedenen Tönungen von blau bezeichnet, wobei die dunkelste Tönung die größte Ergiebigkeit bezeichnet. Mit blauviolett wurden die wenig ergiebigen Grundwasserleiter in Feinsand und feinem Mittelsand angelegt, die nur für die Versorgung von Einzelobjekten in Frage kommen. Rotviolette Farbe erhielten die vorwiegend aus Mehlsanden mit Feinsand bestehenden Sedimente, vor allem die marinen Grünsande der Tertiär- und Kreideformation, die zwar noch durchlässig sind, aber praktisch keine Möglichkeit der Wasserversorgung mehr bieten.

Die Einstufung der verschiedenen Gesteinsarten ist sicherlich nicht immer so gelungen, daß die D u r c h l ä s s i g k e i t und damit die erste Grundlage der Ergiebigkeit überall gleichmäßig und zutreffend zur Darstellung kommt. Hierzu bedarf es einer umfangreicheren Auswertung der praktischen Erfahrungen, als sie bisher möglich war. Die Angaben über die M ä c h t i g k e i t des jeweiligen Grundwasserleiters, die den zweiten maßgebenden Faktor für die Beurteilung der Ergiebigkeit einer Wassergewinnungsanlage darstellt, kommen dagegen in der Karte durchweg mit großer Zuverlässigkeit zum Ausdruck.

Der dritte wichtige Faktor für die Planung von Wassergewinnungsanlagen, die Größe der E i n z u g s g e b i e t e, läßt sich auf Grund der Profilkarten meist leicht und sicher ermitteln.

Nicht dargestellt wurde bisher die c h e m i s c h e B e s c h a f f e n h e i t des Grundwassers. Lediglich in dem beigefügten Kärtchen 1:100000 wurden diejenigen Bereiche der Flußtäler durch eine Schraffur bezeichnet, in denen das

Grundwasser Humussäuren und damit auch Eisen enthält, oder in denen be Aufnahme eines Pumpbetriebes die Gefahr besteht, daß aus benachbarten ver schmutzten Bach- und Flußläufen Wasser einfließt. Eine generelle Darstellun der chemischen Beschaffenheit in den Profilkarten wäre aber ohne weiteres mög lich. Sie konnte bisher nur deswegen nicht durchgeführt werden, weil alle An strengungen darauf gerichtet werden mußten, erst einmal die geologischen Pr file auf einer möglichst großen Anzahl von Blättern herzustellen.

Außer den normalen Grundwasserleitern sind auch jene in unserem Gebi häufigen geringmächtigen Grundwasserstockwerke, die über wasserstauend Tonschichten auftreten und vom Hauptgrundwasserstockwerk durch eine unt dem Ton folgende grundwasserfreie Zwischenschicht getrennt sind, in den Prof karten enthalten. Die Darstellung geschieht in Form unterbrochener blau Striche, um anzudeuten, daß die Grundwasserschicht nicht durchgängig vorha den ist und außerdem in Zeiten geringer Sickerwasserzuflüsse auf größer Flächen leicht trockenlaufen kann. In Vertiefungen oder Rinnen der Tonob fläche ist das Grundwasser regelmäßig anzutreffen, auf den Erhöhungen u Kuppen aber fehlt es vielfach ganz. Dieses „sporadische" Grundwass spielt wegen seiner meist nur geringen Tiefenlage unter der Oberfläche oft ei erhebliche Rolle für die Hof- und Dorfbrunnenversorgung, eignet sich jedo nicht für größere Gewinnungsanlagen.

6. Grundrißliche hydrogeologische Karten zur Ergänzung der Profilkarten

Wenn auch die Profilkarten einen weit besseren Einblick in die Grun wasserverhältnisse ermöglichen als normale grundrißliche hydrogeologische Ka tendarstellungen, so können sie doch diese nicht voll ersetzen.

Die Anfertigung hydrogeologischer Karten 1 : 25 000, die auf den Erge nissen der räumlichen Durcharbeitung allen verfügbaren Materials beruht, d also aus den Profilkarten abzuleiten wäre, konnte deswegen bisher nicht in A griff genommen werden, weil die Anforderungen der Wasserwirtschaft an Prof karten so groß sind, daß sie zunächst einmal befriedigt werden müssen.

Als Notbehelf wird aber jedem Blatt der Profilkarte eine grundrißlic Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse 1 : 100 000 beigefügt, die unt einer topographischen Übersicht und einer Darstellung der Aufschluß- und Boh punkte nebst Genauigkeitsgrad auf dem linken Blattrand untergebracht i Dieses Kärtchen ist eine im Grundwasserspiegel abgedeckte ge logische bzw. hydrologische Karte. Die Darstellung ist in den gle chen Signaturen gehalten wie die Profilschnitte, enthält also die Grenzfläche die Signaturen für die Gesteinsarten, die Buchstabensymbole für die von d Grenzflächen eingeschlossenen Schichtglieder, die Zahlensymbole für die G steinsarten und die Verwerfungen.

Die Darstellung geologischer Verhältnisse im Grundriß bietet innerhalb d Gebietes der Niederrheinischen Bucht deswegen große Schwierigkeiten, weil fa das ganze Gebiet von der obersten Decke der äolischen Ablagerungen (Lö Sandlöß und Flugsand) und der unter ihr lagernden zweiten Decke der diluv len Schotter und Sande überkleidet ist, unter der die Tertiärschichten nur an kleinen Stellen an der Oberfläche hervortreten, daß sie auf einer normalen g logischen Karte nur selten erfaßt werden. Die geologische Spezialkarte 1 : 25 0 ist daher für hydrologische Zwecke praktisch unverwendbar. G. Fliegel hat 19 auf seiner bekannten Geologischen Karte vom Untergrund der Niederrheinisch

Bucht das Problem der Darstellung der Tertiärschichten dadurch zu lösen versucht, daß er die Diluvialschichten abdeckte und den Ausstrich der verschiedenen Altersstufen des Tertiärs unter ihnen in Farben darstellte. Für ein hydrogeologisches Kartenwerk, das auch die Grundwasserverhältnisse umfassen soll, ist dieser Weg deshalb nicht gangbar, weil gerade die diluvialen Kiese und Sande die wichtigsten Grundwasserleiter sind. Es wurde daher der Grundwasserspiegel, wie er zur Zeit der Herstellung der einzelnen Kartenblätter bestand, als Bezugsfläche für die grundrißliche Darstellung gewählt. Diese Methode führt zu Komplikationen, wenn oberhalb und unterhalb einer wasserstauenden Tonschicht zwei Grundwasserstockwerke übereinandergreifen; diese lassen sich jedoch durch die Anwendung einiger zusätzlicher Zeichen für das zweite Grundwasserstockwerk mit freiem Spiegel einigermaßen überwinden. In einem Gesamtbild zusammengezeichnet, ergeben diese Kärtchen vielleicht einen besseren Überblick über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse des Gesamtgebietes als jede andere bisher gebrachte grundrißliche Darstellung.

Die gesteinsmäßige Darstellung auf diesen Kärtchen läßt auch die Faziesänderungen der einzelnen Schichtglieder im Grundriß deutlich werden, die bislang noch auf keiner geologischen Darstellung des Gebietes zum Ausdruck gekommen, aber für die Beurteilung der Grundwasserverhältnisse von erstrangiger Bedeutung sind.

Infolge ihrer Eigenschaft als Grundwasserstauer erscheinen manche Tonlagen (z. B. der Reuverton) auf der Karte oft in größerer Ausdehnung als es ihrer Mächtigkeit und Bedeutung entspricht, wodurch sich mitunter Verzerrungen einstellen. Auch ergeben sich in der Umgebung von Braunkohlentagebauen manche Schönheitsfehler dadurch, daß naturgemäß nur der derzeitige, also abgesenkte Grundwasserspiegel der Darstellung der Grundwasserverhältnisse zugrunde gelegt werden kann. Zu bedenken ist ferner, daß sich verhältnismäßig kleine Fehler und Unsicherheiten in der Profilkarte wegen der oft nur sehr geringen Winkeldifferenz zwischen Grundwasserspiegel und Schichtneigung flächenmäßig stark auswirken können. Diese lassen sich erst im Laufe der Zeit ausmerzen.

7. Das Meßtischblatt Waldniel des Kartenwerkes

Um eine Vorstellung von der Art des Kartenwerkes zu geben, ist diesem Aufsatz die hydrologische Ausführung einer der drei bestehenden Profilkarten des Blattes Waldniel beigefügt.

Die geologischen Verhältnisse sind lediglich aus der Schwarz-Weiß-Darstellung zu entnehmen. Zuoberst liegt eine Decke von diluvialem Sandlöß, die gegen Westen in Flugdecksand, nach Osten in Lößlehm übergeht. Kalkiger Löß ist nicht vorhanden.

In den Tälern finden sich in großer Verbreitung Torfablagerungen und stellenweise auch offene Wasserflächen. Diese Ausbildung der Täler ist für die Niederrheinische Bucht ungewöhnlich und, wie früher dargelegt (Steeger 1928, Breddin 1929), als das Ergebnis nachdiluvialer Bodenbewegungen im Bereich des tektonischen Senkungsfeldes des Venloer Grabens anzusehen.

Die Sande mit Kieslagen, die die Täler ausfüllen, gehören der Niederterrasse und der Unteren Mittelterrasse (Würm- und Rißglazial) an, die auf allen Blättern unter der Bezeichnung „Talterrassen" zusammengefaßt sind, da sie stets einen einheitlichen Grundwasserleiter bilden.

Die Grobsande und Kiese der Hauptterrasse bilden bis auf kleine Bereiche

den flacheren Untergrund des gesamten Blattgebietes. Unter der jünger Hauptterrasse, die überall lediglich Rheinmaterial enthält, folgt Tegelenton (vgl. WOLTERS 1954), eine ausgesprochene Interglazialablagerung Waldflora. Es handelt sich durchweg um tonige oder tonarme Schluffe, die gelegentlich in echte Tone übergehen. Sie sind ebenso wie die Rheinkiese in zahlreichen Gruben der Brüggener Dachziegelindustrie gut aufgeschlossen. Darstellung läßt erkennen, daß der Tegelenton im Südostteil des Blattgebi nicht mehr als geschlossene Schicht vorhanden ist und hier als Grundwas stauer nur eine untergeordnete Rolle spielt. Den Tegelenton unterlagern h Sande und Kiese, die sich in den Tongruben bei Brüggen durch ihren ho Gehalt an Feuersteinen und Ardennenquarziten als Maaskiese zu erken geben. Sie gehören einer älteren Eiszeit an, von der sie durch die interglazi Hochflutlehme der Tegelenstufe getrennt sind, und sind vorerst als ält Hauptterrasse bezeichnet worden. Im östlichen Teil des Blattgebietes die im Westen noch reinen Maas-Kiese mit Rheinmaterial gemischt.

Während die Rheinkiese der jüngeren Hauptterrasse ihre Beschaffenheit Blattgebiet nur wenig ändern (sie werden in nordwestlicher Richtung unter nahme des Sandgehaltes allmählich feiner), besteht die ältere Hauptterrasse Westteil des Blattgebietes ganz überwiegend aus hellem, feinem und grol Mittelsand mit nur untergeordnetem Grobsand, Fein- und Mittelkies. Nach O hin nimmt die Korngröße bald zu, so daß die Ablagerungen denen der jünge Hauptterrasse immer ähnlicher werden.

Die ältere Hauptterrasse wird im ganzen Blattgebiet von der Decke Reuvertons unterlagert, die nur durch das Schwalmtal bei Brüggen schnitten und in der Südostecke lückenhaft ausgebildet ist. Der Reuverton (WOLTERS 1954) wird in zahlreichen Tongruben abgebaut. Er enthält pflanzl und tierische Fossilien, die ihn als einwandfrei pliozän kennzeichnen.

Unter dem Reuverton liegen in einer Mächtigkeit bis zu 50 m und m helle Sande mit Lagen von Feinkiesen, Schluff und Ton, deren Korngröße, die Karte darstellt, nach Nordwesten abnimmt. Es handelt sich um die pliozä Kieseloolithschichten. Unter ihnen folgen Grünsande des Ob miozäns, die unterhalb der unteren Begrenzung des Profilschnittes von he glaukonitfreien Sanden mit zwei Braunkohlenflözen unterlagert werden, die Fortsetzung der Flöze Frimmersdorf und Morken der nördlich Tagebaue des Reviers darstellen und dem Mittelmiozän zuzurechnen sind (BR DIN 1950, 1952). Die Meeressande des Oligozän treten nur in Nordostecke des Blattgebietes im Horst von Viersen an die Oberfläche.

Der tektonische Aufbau des Venloer Halbgrabens und des west anschließenden Halbhorstes, die beide zusammen eine einzige nur durch Absc bungen geringer Sprungweite gestörte Scholle bilden, geht aus der Darstell so deutlich hervor, daß es einer Erläuterung nicht bedarf. Das Einfallen der schiebungen ist, soweit es nicht sicher bekannt ist (was nur selten zutrifft), den Kartenblättern einheitlich mit 63,5° angenommen worden. Bei diesem V kelwert ist die Projektion der Störungen auf der Horizontalebene gerade hall breit wie die saigere Sprunghöhe, was manche Darstellungen der Störungen Grundriß erleichtert.

Die farbige hydrologische Darstellung läßt im größeren Teil Blattgebietes einen einheitlichen Grundwasserspiegel erkennen, dessen Gefälle die Täler der Bäche hin gerichtet ist. Lediglich am Westrand des Blattgeb stellt sich in den Tertiärschichten ein Grundwassergefälle nach Westen zum M tal hin ein. Hier finden sich gelegentlich zwei Grundwasserspiegel übereinar

Das weitverbreitete und mächtige obere Grundwasserstockwerk in den diluvialen Sanden und Kiesen der Hauptterrasse ist in der Südosthälfte ± einheitlich, in der Nordwesthälfte aber durch den Tegelenton geteilt. Die verschiedene Höhenlage der Ablagerungen sowie die Änderungen der Mächtigkeit und der Korngröße tragen weiter dazu bei, daß die hydrologischen Verhältnisse in diesem Stockwerk, wie die Karte zeigt, im einzelnen recht verschieden sind.

Im unteren Grundwasserstockwerk innerhalb der Kieseloolithschichten bewirken Änderungen der Höhenlage, der Mächtigkeit und der Korngröße ebenfalls recht unterschiedliche Verhältnisse. Angesichts der großen Ergiebigkeit des oberen Stockwerks ist die wirtschaftliche Bedeutung des tieferen Grundwasserstockwerks nur gering. Die Fein- und Mehlsande des marinen Miozäns kommen im Blattbereich für die Wasserversorgung nicht mehr in Frage.

Über dem Tegelenton und dem Reuverton findet sich vielfach „sporadisches" Grundwasser, das — durch den Ton gestaut — auf der Oberfläche langsam abfließt. Dieses Grundwasser ist immer nur geringmächtig und fehlt dort, wo die Oberfläche des Tons flache Erhebungen bildet. Es kommt nur für die Versorgung einzelner Gehöfte in Frage; recht häufig trifft man es auch in den Tongruben an.

8. Weitere Anwendungsmöglichkeiten der Profilkarten

Eine wichtige Aufgabe der geologischen Landesuntersuchung, die in der Bundesrepublik durch die Ämter für Bodenforschung wahrgenommen wird, ist die laufende Beratung all der vielen Dienststellen und Unternehmungen, die mit den nutzbaren Mineralien und Rohstoffen, dem Baugrund und vor allem dem Grundwasser zu tun haben. Räumlich-geologische Darstellungen in Form von Profilkarten, die sich über größere Gebiete erstrecken, wären für diese Zwecke eine besonders geeignete Grundlage, weil sie es möglich machen, alle örtlichen Feststellungen ohne großen Arbeitsaufwand voll auszuwerten und in das Gesamtbild einzusetzen. Zugleich sind sie ein wertvolles und in Zukunft vielleicht unentbehrliches Hilfsmittel zur Erforschung der örtlichen geologischen Verhältnisse überhaupt.

Damit die Profilkarte diese Aufgaben erfüllen kann, muß sie freilich ständig auf dem laufenden gehalten werden. Jede neue Bohrung und jeder neue, tiefere Aufschluß wäre einzuarbeiten und die Darstellung danach zu korrigieren und zu verfeinern. Das ist besonders deswegen wichtig, weil neue Unterlagen durchweg besser sind als das ältere Material und daher mehr hergeben.

Die Profilkarte würde damit für manche Gebiete ein ähnliches Hilfsmittel werden können wie das Bohrarchiv, das ja schon seit jeher für die praktische Arbeit bei der geologischen Landesuntersuchung unentbehrlich gewesen ist.

Man muß sich indessen darüber klar sein, daß die Profilkartendarstellung zum Unterschied von der grundrißlichen normalen geologischen Spezialkarte nicht generell anwendbar ist.

Im Gebirgsland könnten Profilkarten als Arbeitskarten dem aufnehmenden Geologen oft wertvolle Dienste leisten, da sie es sehr erleichtern, eine räumliche Vorstellung vom stratigraphischen und tektonischen Aufbau eines Gebietes zu gewinnen. Es würden damit jene räumlich nicht möglichen Kartendarstellungen leichter vermieden werden können, die sich auf zahlreichen älteren Kartenblättern des Rheinischen Gebirges vorfinden. Für die Nichtgeologen würden solche Profilkarten das Verständnis für die Geologie eines Gebietes vielleicht

stärker wecken als die Spezialkarte selbst. Der Verfasser selbst würde bei ge logischen Aufnahmen im Gebirgslande nicht mehr ohne Profilserien arbeiten.

Im Flachland werden für die Profilkartendarstellung die Gebiete mit mäc tigen Glazialablagerungen und starken Lagerungsstörungen durch die Wirku des Inlandeises im allgemeinen ausscheiden. Dies gilt für große Bereiche No deutschlands.

Gute Anwendungsmöglichkeiten für die Profilkartendarstellung bieten : dessen alle übrigen Gebiete mit ungestörter Diluvialdecke und flachliegend Deckgebirgsschichten, die durch Bohrungen weitgehend aufgeschlossen si Hierzu gehören vor allen Dingen das rheinisch-westfälische Kohlenrevier sow außer den holländischen und nordbelgischen Kohlenrevieren, die stärker inc strialisierten Bereiche Mittel- und Nordbelgiens und Nordfrankreichs. Hier w das praktische Interesse allein schon durch die überall sich aufdrängenden Grur wasserfragen gegeben, die sowohl den Bergbau wie auch die Wasserversorgu angehen.

9. Zusammenfassung

Um die geologischen und hydrologischen Verhältnisse im Untergrund (südlichen Niederrheinischen Bucht räumlich zu erfassen und auch für den Nic geologen anschaulich darzustellen, wurde eine neue Kartendarstellung enwick die Profilkarte.

Die Methoden der Anfertigung der Profile, insbesondere der Auswertu der Bohrergebnisse, werden beschrieben. Gegenüber den herkömmlichen Kar ist die Darstellung der Gesteinsarten verfeinert und die Stratigraphie auf e klare Trennung von Gliederung, Fazies und Alter ausgerichtet worden. I hydrologische Darstellung beruht auf einer farbigen Kennzeichnung der Dur lässigkeit der Gesteine, der Grundwasserstauer und der grundwasserfre Gesteinsfolgen.

Eine in Form von Nebenkarten gebrachte grundrißliche Darstellung lä die geologischen und hydrologischen Verhältnisse im Grundwasserspiegel kennen.

Ein Musterblatt des Kartenwerkes, das für die 18 Meßtischblätter des Reg rungsbezirks Aachen bereits fertiggestellt ist und auf den ganzen Südteil c Niederrheinischen Bucht ausgedehnt werden soll, ist beigefügt.

Schriften

BREDDIN, H.: Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlich Niederrheingebiet. — Jb. Pr. Geol. L.-A. **50**, 1929, S. 806—847.
— Über die Gliederung und Altersstellung des niederrheinischen Braunkohlentertiärs. Z. Dtsch. Geol. Ges. **84**, 1932, S. 257—279.
— Angewandte Geologie im rheinisch-westfälischen Raum. — Jb. Rhein.-Westf. Techn. Ho schule Aachen, **2**, 1949, S. 144—172.
— Die Hauptflözgruppe im Rheinischen Braunkohlenrevier. — Braunkohle 1950, S. 312—3 378—385.
— Das geologische Alter der Haupflözgruppe des rheinischen Braunkohlenreviers. — Bra kohle 1952, S. 95—104.
FLIEGEL, G.: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. — Abh. Pr. Geol. L.-L., N. F. 1922.
STEEGER, A.: Das Nettetal am nördlichen Niederrhein und der Viersener Horst. — Die N am Niederrhein, Krefeld 1928.
WOLTERS, R.: Ausbildung und Lagerung der pliozän-pleistozänen Grenzschichten im nie rheinischen Grenzgebiet von Niederkrüchten—Brüggen. — Geol. Jb. **69**, 1954, S. 339—

Zur Geologie der Wiesbadener Mineralquellen *)

Von FRANZ MICHELS, Wiesbaden

Wiesbaden besitzt 27 gefaßte Mineralquellen. Die Hauptquellen treten auf einer von SW nach NO gerichteten Linie zutage. Sie waren bisher alle nur sehr flach gefaßt. Der Zutritt des gesamten Mineralwassers erfolgt auf einem großen streichenden Störungssystem, das gleichzeitig eine der Hauptabbruchspalten am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges gegen den Oberrheintalgraben darstellt. Es ist aber bemerkenswert, daß auch hier genau so wie bei den anderen wichtigen Mineralquellen am Taunussüdrand der Auftrieb des Mineralwassers nicht unmittelbar auf der Verwerfung zwischen altem Gebirge und Tertiär erfolgt, sondern auf Parallelsystemen innerhalb des alten Gebirges. So verläuft die Wiesbadener Hauptquellspalte mitten im Serizitgneis und folgt ungefähr auch dessen Streichen. Wie die bisherigen Aufschlüsse zeigten, erfolgt der Auftrieb nicht gleichmäßig auf der ganzen Spalte, sondern anscheinend nur da, wo die streichende Störungsgruppe durchschnitten ist von Querstörungen, die zum Teil mehr oder weniger mit Gangquarz erfüllt sind. So konnte bei der Neusanierung der „Schützenhofquelle" vor einigen Jahren festgestellt werden, daß die Schützenhofquelle aus einem solchen Quarzgang aufsteigt.

Auf der Hauptquellspalte entspringen 4 Hauptquellen, von Osten nach Westen in folgender Anordnung: 1. Als östlichste der Kochbrunnen als stärkste Wiesbadener Quelle mit einer Temperatur von rund 67° und einer Schüttung von rund 500 cbm/Tag. — Unmittelbar neben dem Kochbrunnen liegt eine kleine, auch sehr warme Quelle, die Spiegelquelle.

2. Nach Südwesten folgt dann die Große Adlerquelle, ebenfalls mit einem kleinen Satelliten, der Kleinen Adlerquelle. Die beiden Adlerquellen hatten ebenfalls Temperaturen von rund 67°.

Nach SW folgt dann 3. die schon erwähnte Schützenhofquelle, die aus einem die Hauptspalte querenden Quarzgang entspringt, wobei aber anscheinend durch den Quarzgang schon Süßwasser zugemischt wird, so daß die Temperatur dieser Quelle nur rund 49° beträgt.

Weiter nach SW ist 4. der Faulbrunnen bekannt mit einer Temperatur von 14°.

Die übrigen Quellen, meist im Einzelbesitz der verschiedenen Badehäuser, verdanken in der Hauptsache ihr Wasser dem Überlauf der Hauptquellen bzw. der Hauptquellspalte in die überlagernden Bachschotter und sind auf breiter Fläche im SO der Quellspalte bei früheren Gelegenheiten erschlossen. Dabei ist aber durch verschiedene Beobachtungen bei Baugründungen in den letzten Jahren wahrscheinlich geworden, daß auch zusätzlich aus Spältchen des Serizitgneises diffus Thermalwasser in die Bachschotter aufsteigt.

Die Wiesbadener Quellen sind ausgezeichnet durch einen hohen Gehalt an

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wiesbaden am 28. Mai 1954.

Chlor-Ionen und an Natrium-Ionen. Charakterisiert werden sie am besten du die nachstehenden Analysen, die 1941 bis 1948 im Chemischen Laborato FRESENIUS in Wiesbaden ausgeführt wurden (für die freundliche Genehmi der Veröffentlichung der beiden Analysen an dieser Stelle danke ich H Dr. W. FRESENIUS ganz besonders):

Chemische Untersuchung des Faulbrunnens
In 1 kg des Mineralwassers sind enthalten:

Kationen	Milligramm	Millival	Millival%
Kalium-Ion ($K^{\cdot}$)	71,8	1,837	2,20
Natrium-Ion ($Na^{\cdot}$)	1514	65,83	78,77
Lithium-Ion ($Li^{\cdot}$)	2,6	0,3728	0,45
Ammonium-Ion ($NH_4^{\cdot}$)	2,4	0,1330	0,16
Calcium-Ion ($Ca^{\cdot\cdot}$)	254,5	12,70	15,19
Strontium-Ion ($Sr^{\cdot\cdot}$)	8,2	0,1877	0,22
Barium-Ion ($Ba^{\cdot\cdot}$)	0,09	0,0013	0,00
Magnesium-Ion ($Mg^{\cdot\cdot}$)	29,6	2,432	2,91
Eisen-Ion ($Fe^{\cdot\cdot}$)	2,03	0,0733	0,09
Mangan (II)-Ion ($Mn^{\cdot\cdot}$)	0,32	0,012	0,01
Zink-Ion ($Zn^{\cdot\cdot}$)	0,03	0,001	0,00
		83,58	100,00
Anionen			
Chlor-Ion (Cl')	2700	76,16	91,12
Brom-Ion (Br')	2,3	0,028	0,03
Jod-Ion (J')	0,02	0,0002	0,00
Sulfat-Ion (SO_4'')	94,8	1,974	2,36
Hydrogenphosphat-Ion (HPO_4'')	0,09	0,002	0,00
Hydrogenarsenat-Ion ($HAsO_4''$)	0,05	0,0007	0,00
Hydrogencarbonat-Ion (HCO_3')	330,7	5,419	6,49
	5013	83,58	100,00
Undissoziierte Bestandteile		Millimol	
Borsäure (meta) (HBO_2)	4,2	0,0946	
Kieselsäure (meta) (H_2SiO_3)	77,5	0,9923	
Titansäure (meta) (H_2TiO_3)	0,02	0,0002	
	5095		
Gasförmige Bestandteile			
Freies Kohlendioxyd (CO_2)	245 *)	5,567	
	5340		

Nitrat- und Nitrit-Ion: nicht nachweisbar
Schwefelwasserstoff: Spuren
In geringer Menge spektralanalytisch nachgewiesene Bestandteile: Kupfer, Aluminium, Beryllium
Charakteristik: Natrium-Chlorid-Wasser

*) entsprechend 123,9 ml bei 0° C und 760 Torr.

Chemische Untersuchung des Kochbrunnens

Temperatur: 65,3° C; p_H-Wert: 6,65; Radioaktivität: 0,4 nC/l entspr. 1 M E.

In 1 kg des Mineralwassers sind enthalten:

Kationen	Milligramm	Millival	Millival%
Lithium-Ion ($Li^{\cdot}$)	3,48	0,50	0,35
Natrium-Ion ($Na^{\cdot}$)	2673	116,2	82,14
Kalium-Ion ($K^{\cdot}$)	97,23	2,49	1,76
Rubidium-Ion ($Rb^{\cdot}$)	0,389	0,00	0,00
Caesium-Ion ($Cs^{\cdot}$)	0,271	0,002	0,00
Ammonium-Ion ($NH^{\cdot}$)	6,77	0,36	0,25
Magnesium-Ion ($Mg^{\cdot\cdot}$)	48,23	3,97	2,81
Strontium-Ion ($Sr^{\cdot\cdot}$)	12,28	0,28	0,20
Calcium-Ion ($Ca^{\cdot\cdot}$)	350,9	17,51	12,38
Barium-Ion ($Ba^{\cdot\cdot}$)	0,67	0,01	0,01
Mangan (II)-Ion ($Mn^{\cdot\cdot}$)	0,5295	0,02	0,01
Eisen (II)-Ion ($Fe^{\cdot\cdot}$)	3,361	0,12	0,09
		141,5	100,00
Anionen			
Chlor-Ion (Cl')	4605	129,9	91,82
Brom-Ion (Br')	2,93	0,04	0,03
Jod-Ion (J')	0,02	0,0001	0,00
Sulfat-Ion (SO_4'')	65,02	1,354	0,96
Nitrit-Ion (NO_2')	0,36	0,01	0,01
Nitrat-Ion (NO_3')	0,55	0,01	0,01
Hydrogenphosphat-Ion (HPO_4'') .	0,03	0,001	0,00
Hydrogenarsenat-Ion ($HAsO_4''$) . .	0,15	0,002	0,00
Hydrogencarbonat-Ion (HCO_3') . .	619,3	10,15	7,17
	8490	141,5	100,00
Undissoziierte Bestandteile		Millimol	
Kieselsäure (meta) (H_2SiO_3)	74,90	0,959	
Borsäure (meta) (HBO_2)	4,19	0,0956	
	8569		
Gasförmige Bestandteile			
Freies Kohlendioxyd (CO_2)	219 *)	4,983	
	8788		

In geringer Menge spektralanalytisch nachgewiesene Bestandteile: Germanium, Beryllium, Aluminium, Kupfer, Silber, Blei

Charakteristik: Natrium-Chlorid-Therme

*) entsprechend 110,9 ml bei 0° C und 760 Torr.

Die beiden angeführten Analysen zeigen die Extreme in den Mineral-alten der Wiesbadener Quellen hinsichtlich Konzentration. Wenn man aber Millival-Prozente vergleicht, fällt doch die große Übereinstimmung in der usammensetzung der an der Mineralisation teilnehmenden Elemente auf. Die Niesbadener Quellen sind demnach als Natrium-Chlorid-Thermen zu bezeichnen (mit Ausnahme des Faulbrunnens, der eine geringere Temperatur aufweist).

Bei den infolge der Bombenzerstörung notwendig gewordenen Neubauten wurde es erforderlich, an einer der größeren Wiesbadener Quellen, nämlich der Adlerquelle, Untergrundsuntersuchungen vorzunehmen, weil unmittelbar an die Adlerquelle ein Neubau gestellt werden sollte. Hierfür waren Tastbohrungen notwendig. Eine soche Tastbohrung von etwa 10 m Tiefe in der alten Adlerquelle brachte nun ein überraschendes Ergebnis. Es zeigte sich, daß unter dem Quellsinter unmittelbar Bachkiese folgten, die ihrerseits wieder unmittelbar auf vordevonischem Serizitgneis auflagern. Die Bohrung setzte an 2,60 m unter dem Spiegel der Adlerquelle (NN + 118,66 m). Von 2,60—3,20 m traf sie graugrünen Grobsand und Bachkies an, der aus Quarz und Quarzit, beide gerundet, sowie eckigen Stückchen von Serizitgneis und sonstigen vordevonischen Taunusgesteinen besteht. Der oberste Teil dieser Zone war reichlich durch Quellsinter verhärtet, der nach oben abdichtend gewirkt hat, denn es war schon bei der Durchstoßung der unteren Kiespartien ein Auftrieb in dem Rohr zu beobachten. Von 3,20—4,45 m folgten ebenfalls graugrüner Grobsand, Kies sowie Gerölle, die wiederum aus Quarz, Quarzit und mehr oder weniger flach gerundeten vordevonischen Gesteinen bestehen (Serizitgneis, Phyllite u. dgl.), wobei vor allem die Schicht zwischen 4,00 und 4,30 m bemerkenswert ist. In dieser Schicht hatten die Gerölle zum größten Teil einen bemerkenswerten Überzug von Schwefelkies. Ferner wurden in dieser Schicht zahlreiche Tierreste gefunden, die nach Bestimmung durch Herrn Prof. TOBIEN, Darmstadt, zu folgenden Tierarten gehörten: Pferd, Rind, Hirsch, Wildschwein, wobei besonders die großen Backenzähne vom Wildschwein auffielen, bei denen lediglich die Schmelzkappen erhalten waren, während die Innensubstanz weggelöst war.

Es ist auch hervorzuheben, daß besonders große Quarzgerölle von über Faustgröße eine sehr intensive glasurartige Oberfläche zeigten, die allem Anschein nach auf immer wechselnde Lösungsvorgänge durch das Quellwasser zurückzuführen sind.

Vor allem ist diese Schicht aber bemerkenswert, weil in ihr, auch vereinzelt in den noch unterlagernden Kiesen, Steinwerkzeuge gefunden wurden, die aus größtenteils ortsfremdem Material (Feuerstein) hergestellt waren. Die Untersuchungen über diese Werkzeuge sind noch nicht abgeschlossen, jedoch schein es sich um jungpaläolithische Kulturen zu handeln, die wahrscheinlich der Magdalénien angehören.

Ab 5,80 m wurde Serizitgneis angetroffen, der dann bis in die Tiefe anhiel Der Serizitgneis dieser Bohrung, die bis 10 m hinunterreichte, war von zah losen Quarztrümmern, aber auch von Schwefelkiestrümmern durchsetzt. Da Bohrrohr wurde bis zu 6 m unter Spiegel eingelassen. Dabei zeigte sich in de Rohr ein Auftrieb bis zu 2,32 m übertage.

Die in dem Bohrloch angetroffene Fundschicht zwischen 4,00 und 4,30 ergibt einen deutlichen Hinweis dafür, daß die Quelle früher tiefer lag. Daf sprechen auch die alten Holzteilchen, die u. U. von einer alten primitiven Fassu herrühren können. Die Tastbohrungen an der Adlerquelle zeigen, daß die v den alten Bearbeitern (WINTER, K. KOCH und A. LEPPLA) angenommene L gerung:

oben Kulturschutt,
darunter Quell-Letten,
darunter Bachkies,
darunter Tertiär,
darunter Vordevon,

nicht allgemein zu stimmen scheint. Hier, wie auch in den neuen Bohrungen beim Aufbau der Webergasse, zeigt sich, daß das Tertiär fehlt und daß der Bachkies unmittelbar über den Serizitgneisen lagert.

Nach diesen ermutigenden Vorversuchen ließ die Stadt Wiesbaden eine tiefe Bohrung bis zu 115 m hinabbringen, wobei der Serizitgneis fast in derselben Tiefe angetroffen wurde wie bei der oben angegebenen ersten Bohrung. Beim Durchschlagen des Serizitgneises fielen auf die zahlreichen Quarztrümmer und Quarzgängchen, ferner — besonders in den oberen 60 m — die häufige Durchtrümmerung mit Schwefelkies, der in Trümchen von 5—6 mm Mächtigkeit stellenweise auftrat. Hier und da wurden auch Baryt-Trümchen im Serizitgneis durchteuft.

Da in dem unteren Teil die Temperaturen, die mit Schlumberger-Verfahren festgestellt wurden, zurückgingen, wurde der untere Teil des Bohrloches verfüllt und nur die oberen 60 m nutzbar gemacht, aus denen nun ein Wasser zu gewinnen ist, das gegenüber dem früheren Wasser eine höhere Schüttung zeigt, das vollkommen klar ausläuft und das ferner freie Kohlensäure in einer Menge enthält, die mit 550 mg/l doppelt so hoch ist wie der frühere Gehalt der alten Adlerquelle.

Über die Herkunft der Wässer wird folgende Auffassung vertreten: Die Hauptmasse des Wassers selbst ist Niederschlagswasser, das auf Spaltensytemen in große Tiefen dringen kann und dort erwärmt wird, sei es einfach bedingt durch die geothermische Tiefenstufe oder bzw. und unter Mitwirkung von Aufheizung durch in der Tiefe lagernde, ersterbende Vulkanherde (in der Umgebung von Wiesbaden sind zahlreiche Durchschlagsröhren junger Tertiärvulkane bekannt), aus denen Wasserdampf dem vadosen Wasser zusitzen kann.

Die Herkunft der Kohlensäure ist aus den ersterbenden Vulkanherden zu erklären. Für die Mineralisation und die Herkunft der Salze wird auch heute noch angenommen, daß, neben einem gewissen durch Lateralsekretion bedingten Anteil, aus den unter dem Vogelsberg und östlich davon vorhandenen Zechsteinsalzlagerstätten, in die das Taunussüdrand-Spaltensystem in seiner östlichen Verlängerung hineinreicht, Salzlösungen zugeführt werden.

Eine Herkunft des Salzes aus dem Tertiär des Rheintalgrabens ist nicht unmöglich, erscheint aber unwahrscheinlich, da alle Quellen der Taunussüdrandspalte nennenswert Sulfat führen, während die eigentlichen Quellen an den Rheintalspalten (Bad Dürkheim, Heidelberg, Kreuznach, Münster am Stein) sulfatfrei sind (vgl. W. WAGNER: Die Lagerungsverhältnisse am Westufer des Mainzer Beckens bei Kreuznach und die Kochsalzquellen von Bad Kreuznach und Bad Münster am Stein. — Notizbl. d. V. f. Erdk., V. Folge, 6. Heft, 1924, S. 76—163, und F. MICHELS: Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. — 56. Bericht der Senckenb. Nat.forsch. Ges., 1926, Heft 8, S. 225—238), ebenso wie die bei einigen Erdölbohrungen im hessischen Ried angetroffenen Salzwässer, die sich ebenfalls durch ihre Sulfatfreiheit auszeichnen.

Stockwerke und Wanderwege von Mineralwässern in Franken*)

Mit 6 Abbildungen

Von WALTER CARLÉ, Korntal bei Stuttgart

I. Einführung

Die Landschaft Franken ist ein Teil der süd- und mitteldeutschen Schic stufenlandschaft. Zwischen den Grundgebirgs-Aufragungen des Odenwald- u des Spessart-Schildes und den in einem tektonischen Tiefgebiet liegenden Ju schichten sind Trias und Zechstein, zonenweise unterlagert von Rotliegend verbreitet (WEIDENBACH und VOLLRATH 1954). Die Schichttafeln sind weitspan verbogen; bei fortschreitender Spezialaufnahme werden ständig weitere Verw fungen verschiedenster Richtung aufgefunden, auch in Gebieten, die noch wenigen Jahren als unzerbrochen galten (CARLÉ 1950 b). Selbst der varisz verformte Unterbau dürfte von Bruchstörungen beträchtlichen Ausmaßes du zogen sein; Anzeichen dafür sind vorhanden, daß rheinisch gerichtete Brü die im Deckgebirge nur untergeordnet auftreten, im tieferen Untergrund größ Bedeutung haben (CARLÉ 1952).

In Verbindung mit den oberflächenbildenden Kräften regelt die Tekto die heutige Verteilung der einzelnen Formationen. Werden Krustenteile ü die Vorfluter herausgehoben, so vollziehen sich flächenhaft weit ausgedeh chemische Veränderungen der einzelnen Schichtstufen infolge Herauslös leichter löslicher Stoffe durch wandernde Untergrundwässer. Wo heute noch übernormalem Umfang gelöst wird, sei es über oder unter der Vorflut, lie die Bildungsräume der Mineralwässer; dies sind Wässer, die mehr als im üblic Maß mit Mineralstoffen beladen sind. Auf Grund von Vereinbarungen wer alle Wässer mit einem Lösungsinhalt von mehr als 1 g im kg Wasser als Mine wässer bezeichnet (vgl. W. FRESENIUS 1949, K. FRICKE 1954, W. ZÖRKENDÖR 1949).

In Franken spendet die Erde eine große Fülle verschiedenartigster Mine wässer, die in diesem Zusammenhang nicht dargestellt werden kann. Diese v fältigen Erscheinungen fordern ebenso vielgestaltige genetische Deutungen. den wenigen ausgewählten Mineralwässern soll gezeigt werden, welche W zur Erkenntnis der Mineralwasser-Entstehung beschritten werden müssen.

Das im folgenden gegebene Schema der verschiedenen Möglichkeiten ei Mineralwasser-Bildung mag einen Rahmen für den Ansatz von Untersuchun und Deutungsversuchen geben.

I. Ortsbürtige (autochthone) Entstehung
   Wässer bilden sich durch Lösung in unmittelbarer Nähe des Austrittsortes anste den Gesteines.

II. Fremdbürtige (allochthone) Entstehung
   Wässer entstehen durch Lösung in weit vom Austrittsort entfernten Bereichen

---

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen G schaft in Wiesbaden am 28. Mai 1954.

wandern durch den verschieden zusammengesetzten Gesteinskörper heran. Die Wanderung kann erfolgen

1. horizontal
   a) schichttreu in einem Stockwerk,
   b) schichttreu in mehreren getrennten Stockwerken,
   c) quer durch tektonisch verstellte verschiedene Schichten hindurch;
2. vertikal
   a) schichttreu in tektonisch verstellten Schichten,
   b) durch verschiedene Schichten quer aufsteigend.

Dabei werden Wässer

A. chemisch nicht verändert,

B. chemisch verändert:

1. verarmt durch
   a) Ausscheidung ursprünglich enthaltener Stoffe,
   b) Beimischung schwach mineralisierter Wässer;
2. bereichert durch Aufnahme weiterer Stoffe
   a) aus dem berührten Gestein,
   b) aus beigemischten, anders und stärker mineralisierten Wässern;
3. Austausch von Stoffen durch
   a) Wechselwirkung mit am Wanderweg anrainenden Gesteinen,
   b) Reaktion mit beigemischten Wässern unter Einschaltung von Austauschern (SCHWILLE 1953).

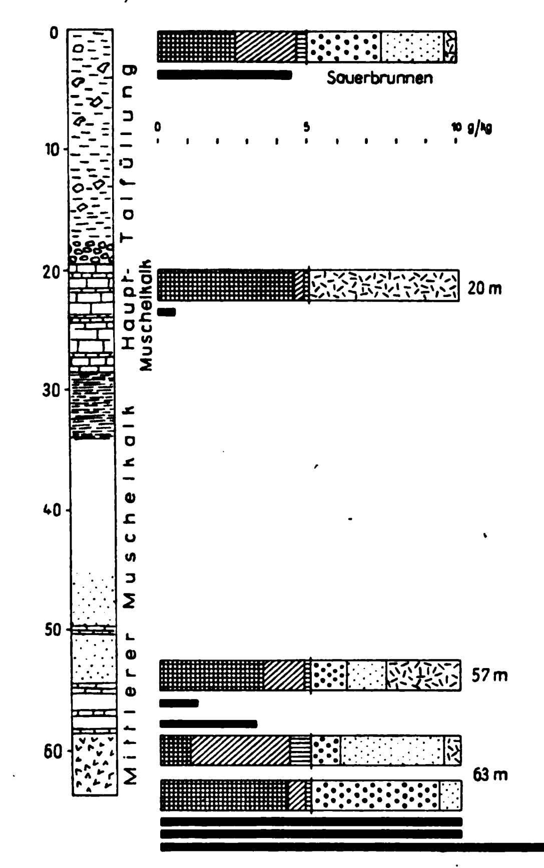


Abb. 1. Kirchberg a. d. Jagst. Zusammensetzung (in mval-%) und Konzentration (schwarze Balken) des Sauerbrunnens und der im Bohrloch erschlossenen Mineralwässer. Gekreuzt = Na + K, schräg = Ca, waagrecht = Mg; dicke Punkte = Cl, dünne Punkte = SO_4, Striche = HCO_3 (gilt auch für Abb. 3 und 4).

Es gibt eine unübersehbare Anzahl von Kombinationen dieser Vorgänge, die alle möglich sind. Die wenigen, anschließend behandelten Fälle werden solche Kombinationen zeigen. Eine Gesamtdarstellung des Raumes ist für später vorgesehen; die vorliegende Arbeit ist nur als skizzenhaft gestaltetes Bemühen um das Finden eines Forschungsweges anzusehen.

II. Art und Genese einiger fränkischer Mineralwässer

1. Kirchberg a. d. Jagst

Wo sich bei Kirchberg die ONO-streichende Fränkische Furche und die herzynische Crailsheimer Verwerfung kreuzen, dringt seit alters her der „Sauerbrunnen" empor, ein Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Wasser (Carlé 1953, S.7

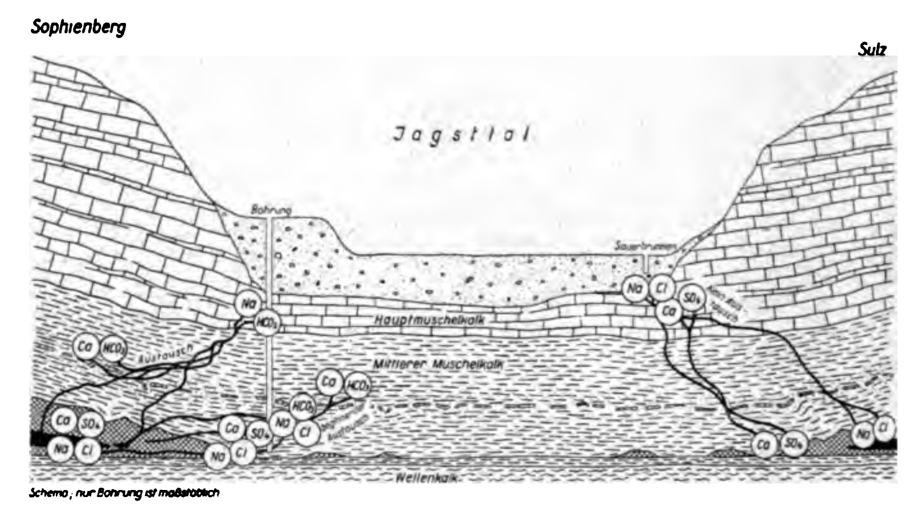


Abb. 2. Kirchberg a. d. Jagst. Deutung der Entstehung der Mineralwässer in den verschiedenen Stockwerken. Schräg gekreuzt = Gips und Anhydrit, schwarz = Steinsalz.

und 277). Am Fuß des Sophienberges, 400 m südlich der Mineralquelle, wurde im Jahre 1929 eine Bohrung auf Mineralwasser abgeteuft (G. Wagner 1930). Die Konzentration der angeschlagenen Wässer nahm nach der Teufe zu; auch wechselte der Chemismus mehrfach (Abb. 1). In trümmerhaften Auslaugungsrückständen des Mittleren Muschelkalks trat bei 63 m zunächst ein Calcium-Sulfat-Wasser zu, nach Durchführung eines Pumpversuches strömte eine Sole von 33 g/kg Gesamtgehalt an gelösten festen Stoffen ein.

Die Deutung dieses Befundes wird an Hand eines Schemas (Abb. 2) versucht. Das bei 20 m angetroffene schwach konzentrierte Natrium-Hydrogenkarbonat-Wasser kann als Ergebnis eines fast vollständigen Kationen-Umtausches zwischen im höheren Mittleren Muschelkalk stehenden Calcium-Hydrogenkarbonat-Wässern und geringen Mengen eines Natrium-Chlorid-Wassers erklärt werden; letzteres stammt aus in Randgebieten der Fränkischen Furche erhaltenen Steinsalzresten des Mittleren Muschelkalks und steigt unter hydrostatischem Druck auf Störungszonen empor. Als Austauscher dürften die Tone und Mergel des hier bereits festländische Einflüsse verratenden Mittleren Muschelkalks wirken. Bei 57 m bleibt der Austausch auf halbem Wege stehen, wohl infolge zu reichlicher Zufuhr von Natrium-Chlorid-Wasser; Ergebnis ist ein

Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Wasser. Im Bildungsraum der beiden in 63 m zusitzenden Wässer findet kein Austausch statt; sie wandern aus geringer Entfernung von N oder S seitlich zu.

Die Vorstellung flözartig ausgebreiteter Mineralwasser-Stockwerke vom Chemismus der in der Bohrung angetroffenen Wässer wäre falsch; dagegen spricht das Mischwasser des „Sauerbrunnens". Natrium-Chlorid-Wasser und Calcium-Sulfat-Wasser vereinigen sich wohl erst nahe dieser Austrittsstelle, entweder im tonarmen und damit kaum austauschfördernden Hauptmuschelkalk oder gar erst in den Talkiesen; auch sind die Alkali-Wässer beim Durchwandern der Austauscher des Mittleren Muschelkalks anscheinend nicht mit Hydrogenkarbonat-Wässern zusammengetroffen. So dürfte in diesem Fall die Annahme eines Geflechtes band- oder schlauchartiger Wasserwege richtig sein; die sie durchfließenden Wässer können früher oder später oder überhaupt nicht zusammentreffen. Je nach Art des Nebengesteins und der Zeitdauer der Vereinigung werden sie entweder miteinander reagieren oder nicht.

2. Kolberg (Thüringen) bei Koburg

Bei der Erbohrung des Thermal-Solsprudels von Bad Kolberg (FLIEGEL 1929) wurden zahlreiche Wasserhorizonte angetroffen; die meisten von ihnen führten Mineralwasser (Abb. 3). Die im Lettenkeuper erschlossene „Glaubersalz-Quelle" kann als ein Wasser gedeutet werden, das durch Kationen-Austausch entsteht. Infolge der Schwerkraft absinkende Calcium-Sulfat-Wässer des Gipskeupers treffen mit durch Kohlensäure gehobenen Natrium-Chlorid-Wässern tieferer Horizonte zusammen; eine Temperatur von 22° C beweist das Aufsteigen thermaler Chlorid-Wässer aus den danach angeschlagenen tieferen Horizonten. Die hohe Konzentration an Sulfat-Ion, die viel höher als bei gewöhnlichen Gipswässern ist, und die verhältnismäßig geringe Ergiebigkeit des Stockwerkes lassen auf lange Bildungsdauer dieser Wässer unter Mitwirkung der austauschfördernden Tone des Lettenkeupers schließen. Der Austausch verläuft hier bis zum weitestmöglichen Endzustand; sowohl Calcium- als auch Chlorid-Ion sind nahezu verschwunden.

Im nächst tieferen Stockwerk der „Hauptsolquelle" zeigen die Wässer eine erheblich geringere Konzentration, die aber nach der Tiefe erneut laufend weiter zunimmt. Der Natrium-Gehalt steigt ständig auf Kosten der Erdalkalien, dagegen bleibt der Chlorid-Gehalt bis zum in der Endteufe angeschlagenen Röt etwa gleich hoch. In den Stockwerken des Muschelkalks und Röts findet infolge zu starken Andranges von Chlorid-Wässern kein Umtausch statt.

Die Chlorid-Wässer können sowohl aus dem Mittleren Muschelkalk als auch aus dem Röt stammen. Der starke Magnesium-Gehalt des Wassers im Mittleren Muschelkalk weist auf Abstammung aus dieser Schicht hin; im Beisein wässerig gelöster Kohlensäure können die Dolomite stark angegriffen werden. Im Wellenkalk stehen magnesiumärmere Wässer, die wahrscheinlich durch Kohlensäure aus dem Röt emporgehoben werden. Für Wasserhebung spricht ferner der Chemismus der „Hauptsolquelle", die ein Mischwasser aus den beiden unteren Stockwerken darstellen könnte. Ungeklärt, aber nicht undenkbar ist die Beteiligung von Zechstein-Sole, die, dem Schichtgefälle folgend, vom Kissinger Sattel oder vom Rhön-Schild herwandern könnte. Entweder im Bereich von Kolberg oder irgendwo auf dem möglichen Wanderweg mag diese Sole durch die im Vulkangebiet reichliche Kohlensäure ins Stockwerk des Buntsandsteins und Muschelkalks emporgehoben werden und sich mit den autochthonen Solen dieser Schichten vermischen.

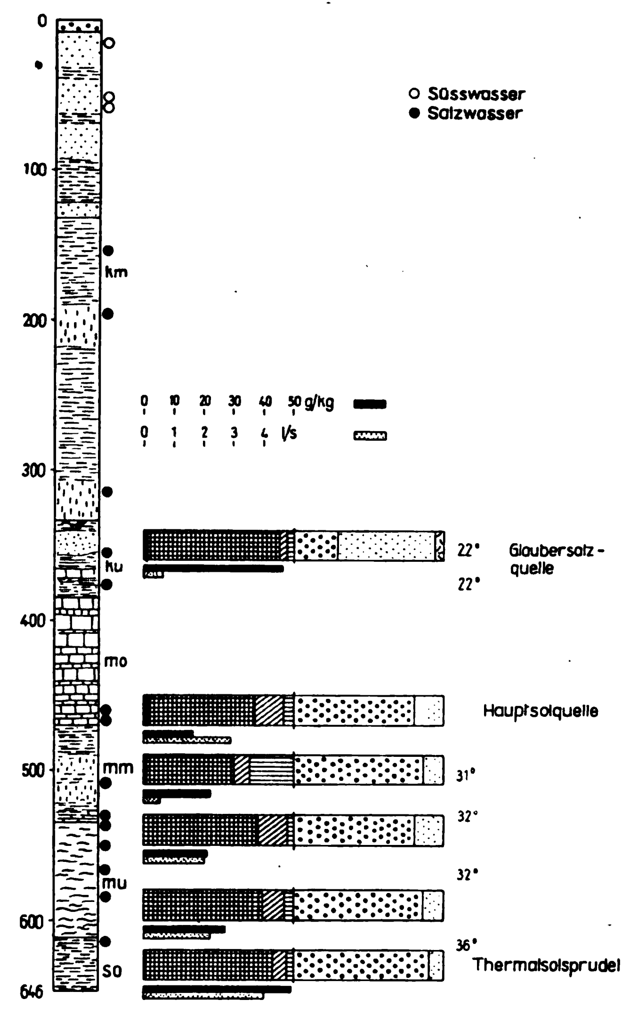


Abb. 3. Kolberg bei Koburg. Zusammensetzung (in mval-%, Zeichen wie in Abb. 1), Ko tration (schwarze Balken) und Ergiebigkeit (graue Balken) der im Bohrloch erschlos Mineralwässer. Im Profil: senkrechte Striche = Gips und Anhydrit.

3. Fürth

Das Mineralwasser-Vorkommen von Fürth wird in Kürze durch Herrn Dr. Birzer (Erlangen) bearbeitet werden; daher soll es hier kurz betrachtet den. Die drei analysierten Wasser-Horizonte führen nahezu gleich zusam gesetzte Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Wässer, die sich nur durch ihre zentration unterscheiden:

Benker Sandstein-Wässer . 2521 mg/kg,
Lettenkeuper-Wässer . . . 6710 mg/kg,
Zechstein-Wässer . . . . 11706 mg/kg.

Angesichts eines nicht unbeträchtlichen Kohlensäure-Gehaltes (im ur Horizont etwa 650 mg/kg) könnte man denken, aus der salinaren Rand des Zechsteins von NW hergewanderte Mischwässer würden hier durch

ftrieb gehoben. Doch trifft diese Möglichkeit für die beiden Keuper-Stockwerke
ht oder nicht in vollem Umfang zu, da der im östlichen Franken unter den
rflutern liegende und daher nicht durchspülte Benker Sandstein weithin
isser von dieser Zusammensetzung stockwerkartig enthält (Birzer 1936,
Freyberg 1943). Die Mineralisierung der Wässer leitet sich aus Eindampfungs-
kständen von Salzpfannen der Keuperzeit her. Da der Zechstein-Horizont je-
h eine hohe Ergiebigkeit und Konzentration aufweist, mag man hier doch wohl
aus nordwestlich gelegenen Gebieten hergewanderte Zechstein-Wässer denken.

4. Enzberg bei Pforzheim

Klüfte und Brüche der Flexur, an der der Schwarzwald-Schild in die Frän-
he Mulde abtaucht, ermöglichen Mineralwasser-Wanderungen. Wässer aus
: Horizonten einer in der Flexur abgeteuften Bohrung wurden analysiert
hrer 1929); nach der Tiefe nimmt die Konzentration nur sehr wenig zu.
im Wellenkalk erschlossenen Calcium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Wässer sind
l Hydrogenkarbonat-Wässer des Wellenkalks, vermischt mit Sulfat-Wässern
Gipsresten des Mittleren Muschelkalks, die von N aus der Stromberg-Mulde
anziehen. Die drei Wasserhorizonte im Buntsandstein ähneln sich sehr; auf
ten des Hydrogenkarbonat-Gehaltes hat der Chlorid-Gehalt, und diesem ent-
echend der Alkali-Gehalt, zugenommen.

Innerhalb des Buntsandsteins ist eine Differenzierung merkbar, die auch
ernorts, z. B. in Bad Mergentheim, zu beobachten ist. Der im vorwiegend
igen Oberen Buntsandstein vorhandene Kalium-Gehalt der Wässer nimmt im
eralwasser des mehr sandigen Mittleren Buntsandsteins auf etwa die Hälfte
Diese echte autochthone Stockwerks-Erscheinung ist wohl ausgelöst durch
höheren Kalium-Gehalt roter toniger Gesteine.

5. Haßmersheim (Neckar)

Am Hühnerberg bei Haßmersheim (unterer Neckar nördlich von Heilbronn)
hloß eine Bohrung Solen in Muschelkalk und Buntsandstein (Stocker 1847),
en Kochsalz-Gehalt analysiert wurde. In den zu Tage ausstreichenden Aus-
gungstrümmern des Mittleren Muschelkalks stehen Wässer von etwa 20 g
Cl/kg; im oberen Wellenkalk steigen die Gehalte bis nahezu auf 60 g, um
h wieder auf 40 g abzusinken. Im Plattensandstein des Oberen Buntsand-
ns treten wieder Wässer von 60 g/kg ein. Vermutlich zieht im Muschelkalk
e von NW, etwa aus der Gegend von Hüffenhardt, heran; sie wird im
kartal in dem nach oben offenen verstürzten Mittleren Muschelkalk durch
Swässer stärker, unter den etwas abdichtenden Orbicularis-Schichten im Wel-
kalk etwas schwächer verdünnt. Dagegen können die Solen im Plattensand-
in als ortsbürtige Buntsandstein-Wässer angesehen werden; solche sind in
n nahen Mosbacher Bohrungen ebenfalls nachgewiesen (Honsell 1910).

6. Lauda

Auch die Konzentration der Wässer in der Bohrung Lauda unterlag einem
rken Wechsel. Nach rascher Zunahme lag die höchste Konzentration von 7,4 g
loriden unmittelbar unter den Chirotherienschichten im Plattensandstein;
unter sinkt sie laufend ab bis auf 2 g im Buntsandstein des Oberen Bunt-
dsteins. Dagegen schwankt der Hydrogenkarbonat-Gehalt kaum (Akten des
sserwirtschaftsamtes Adelsheim). Da die Abnahme des Chlorid-Gehaltes mit
er starken Zunahme der Ergiebigkeit zusammenfällt, wurde wahrscheinlich ein
Swasserkanal angeschlagen — eine in diesem bruchtektonisch stark zerblockten
biet nicht undenkbare Möglichkeit.

7. Bad Mergentheim

Zu den seither bestehenden bis 30 m tiefen Bohrbrunnen (Carlé 1!
tritt nunmehr eine Tiefbohrung, deren Wässer in Zusammenschau mi
Wässern aus den anderen Fassungen und einem Brunnen am Ostende de
parks (Bahnwärterhaus) eine stockwerkartige Verteilung verschieden zusar
gesetzter Wässer glaubhaft erscheinen lassen (Abb. 4). Die Tiefbohrun
ihre Ergebnisse werden in einer besonderen Veröffentlichung dargelegt.
Folgende Stockwerke sind zu unterscheiden:

a) Oberes Stockwerk

Bereits in der Talauefüllung führt das Grundwasser erhöhte Geha
Natrium und Chlorid. Im Wellendolomit und obersten Rötmergel misch
Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wässer des Wellenkalks mit Chlorid-Sulfat-W
des Rötmergels. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Neigung zum Ionenaus
zu; die Tendenz zur Bildung von Natrium-Sulfat-Wässern ist in der Wil
quelle am stärksten spürbar. Als Umtauscher wirken die Tone des Gipsk
führenden und wahrscheinlich feinkristallin-adhäsiv Steinsalz enthaltende
mergels.

b) Mittleres Stockwerk

Noch im Rötmergel nimmt die Konzentration sehr stark zu, ausschl
durch Zusitzen hochkonzentrierter Natrium-Chlorid-Wässer. Dementspr
nimmt die Intensität des Ionenaustausches ab; es mangelt an umtauschfre
Sulfat-Wässern. Chlorid-Wässer von hoher Konzentration — über 90 g
wurden im Plattensandstein, unmittelbar unter dem Chirotheriensandstein
troffen; in dieser Sole ist kein Ionenaustausch mehr wahrzunehmen. Die g
Ergiebigkeit dieses Stockwerks von höchstens 0,25 l/s macht es wahrsch
daß es sich um autochthone Rötwässer handelt, die nach früheren Unters
gen aus dem Raum Lauda—Königshofen stammen (Carlé 1950 a). Ferne
diese Ansicht gestützt durch den typischen hohen Kalium-Gehalt (Albert
43 m Horizont der Tiefbohrung), der schon in Enzberg auffiel.

c) Unteres Stockwerk

Im Mittleren Buntsandstein nimmt die Konzentration auf 60 g/kg ab
eine reine Sole ohne jedes Anzeichen von Ionenaustausch. Der Kalium-
ist wieder auf das sonst übliche Maß zurückgegangen.

8. Franken zwischen Wern- und Kochertal — eine regionale Übersicht

Aus den hydrochemischen Verhältnissen in den Mergentheimer Fas
konnte auf mehrere Mineralwasser-Stockwerke geschlossen werden. Ein
rung von Herkunft und Entstehung der Buntsandstein-Mineralwässer Fr
erscheint aber erst möglich, wenn die hydrochemischen Eigenschaften ein
ßeren Region betrachtet werden. Zu diesem Zweck wurden in einer
Mineralwässer und normale Wässer durch den Gesamtinhalt an gelösten
Stoffen sowie durch die Gehalte an Chlorid und Sulfat dargestellt (Abb. 5

Das gewählte Gebiet beginnt im N an der SE-Flanke des Hessischen
des; Mittlerer Buntsandstein wird umrandet von Oberem Buntsandstein, d
im Thüngersheimer Sattel halbinselartig nach NE ins Muschelkalk-Gebi
streckt. Südlich der Bauland-Mulde hebt sich der Fränkische Schild em

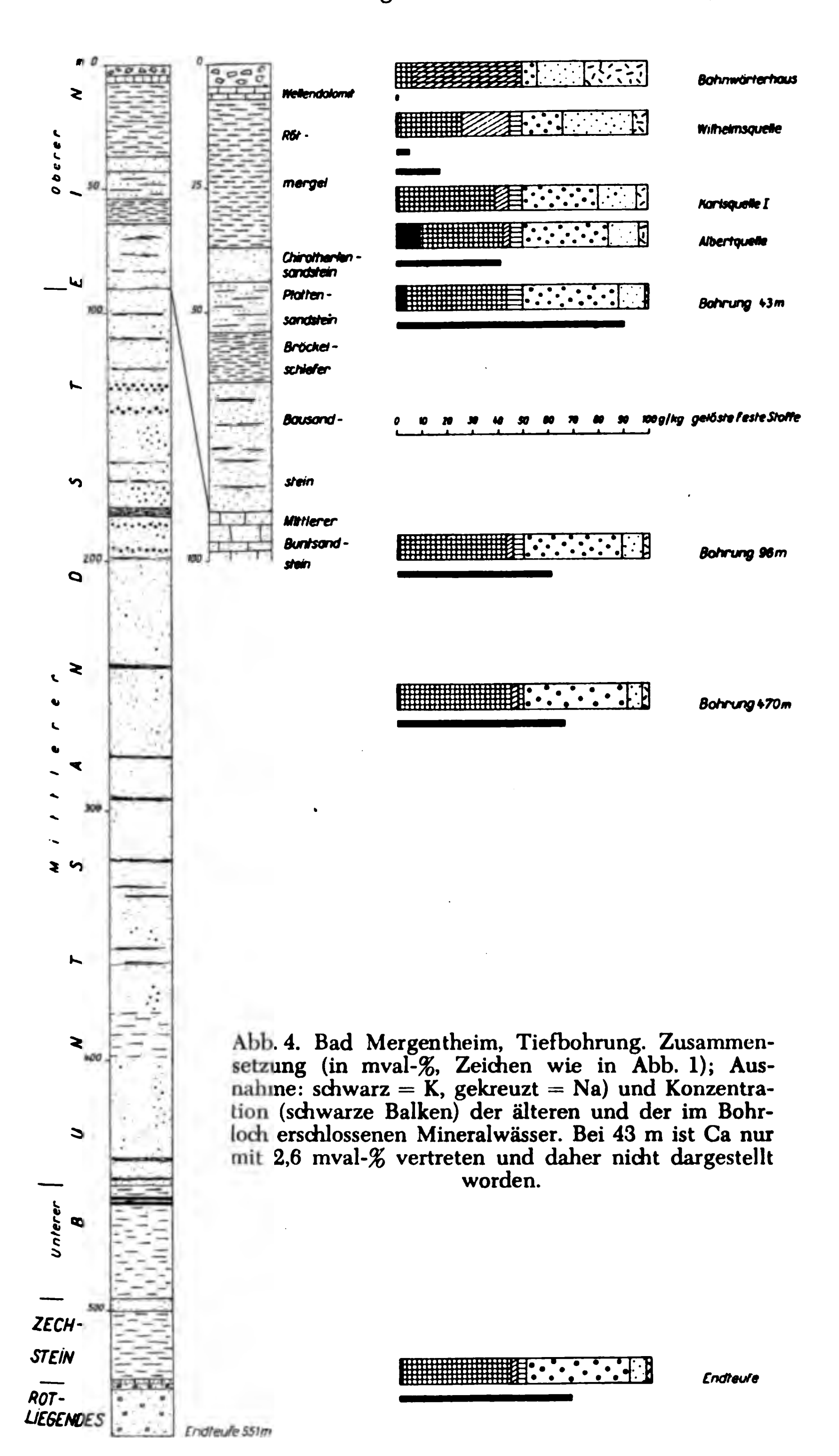


Abb. 4. Bad Mergentheim, Tiefbohrung. Zusammensetzung (in mval-%, Zeichen wie in Abb. 1); Ausnahme: schwarz = K, gekreuzt = Na) und Konzentration (schwarze Balken) der älteren und der im Bohrloch erschlossenen Mineralwässer. Bei 43 m ist Ca nur mit 2,6 mval-% vertreten und daher nicht dargestellt worden.

umschließt die kleinen Anfragungsgebiete von Oberem Buntsandstein im T
ber-, Jagst- und Kochertal, die Spezialaufwölbungen oder Bruchtektonik ihr
sein verdanken (Carlé 1950 b).

A. Wassertypen.

Bei genauer Betrachtung der chemischen Diagramme auf der K
lassen sich folgende Wassertypen herausschälen:

1. Schwach konzentrierte Hydrogenkarbonat-Wässer im M
leren Buntsandstein an der Taubermündung (Bestenheid, Nassig, W
denhausen). Die wasserführenden Gesteine liegen oberhalb der
fluter, werden also seit langem durchspült und sind von allen leic
löslichen Stoffen befreit.

   Ebenfalls schwach konzentrierte Wässer dieses Gebietes kön
um ein Weniges erhöhte Chlorid- (Eichel-) oder Sulfat-Geh
(Reicholzheim) besitzen. Möglich, daß die Durchspülung aus loka
nicht immer erkennbaren Gründen stellenweise nicht ganz zu E
geführt wurde. Diese Wässer leiten über zu
2. höher konzentrierten Sulfat-Wässern, die wenig unter den
flutern im Oberen Buntsandstein erbohrt werden können. Der Chlo
Gehalt des Gesteins ist bereits ausgespült, das sulfatische Bindem
jedoch erhaltengeblieben (Lengfurt, Schönarz, Würzburg).
3. Überall, wo der Plattensandstein des Oberen Buntsandsteins in lok
Strukturen tektonisch emporgehoben ist, treten etwas höher kon
trierte Wässer mit erhöhtem Chlorid-Anteil aus. Ur
typen sind zu unterscheiden:
   a) Sulfat-Chlorid-Wässer (Thüngersheimer Sattel: Werb
hausen, Holzkirchen, zwei Fassungen in Thüngersheim; Fränkis
Schild: Epplingen, Bohrung Lauf in Bad Mergentheim),
   b) Chlorid-Sulfat-Wässer (Unterschüpf, Pumpwerk La
Süd).

   Die Deutung dieses Befundes ist auf zweierlei Weise denkbar. E
weder sind diese tektonischen Hochgebiete erst in geologisch jun
Zeit gehoben und daher noch nicht völlig von leichter löslichen Sto
freigespült worden, oder es werden mineralisierte Wässer durch in
tonischen Hochzonen gefangene Kohlensäure aus der Tiefe geho
und mit normalen Hydrogenkarbonat-Wässern verdünnt. Zweife
werden mancherorts Mineralwässer durch Gase in höhere Schichtst
werke getragen, denn
4. in weit von jeder Vorflut entfernten Horsten und Beulensätteln k
nen hochkonzentrierte Chlorid-, Chlorid-Sulf
Wässer und Solen erbohrt werden (Lauda, verschiedene Fassun
in Bad Mergentheim, zwei Bohrungen in Ingelfingen, Schacht der e
maligen Saline Niedernhall u. a.). In Mergentheim und Ingelfin
tritt viel Kohlensäure aus; die im Mittleren Buntsandstein und I
liegenden beibrechenden Solen scheinen einheitlicher Herkunft zu s
da der Chemismus in allen Horizonten sehr ähnlich ist. Es scheint
um von N herwandernde Zechstein-Solen zu handeln, die durch K
lensäure emporgehoben werden.
5. Der Wellenkalk zwischen diesen Zonen birgt normale schwach kon
trierte Hydrogenkarbonat-Wässer. Mit Annäherung an
Buntsandstein-Hochgebiete des Fränkischen Schildes nimmt in die

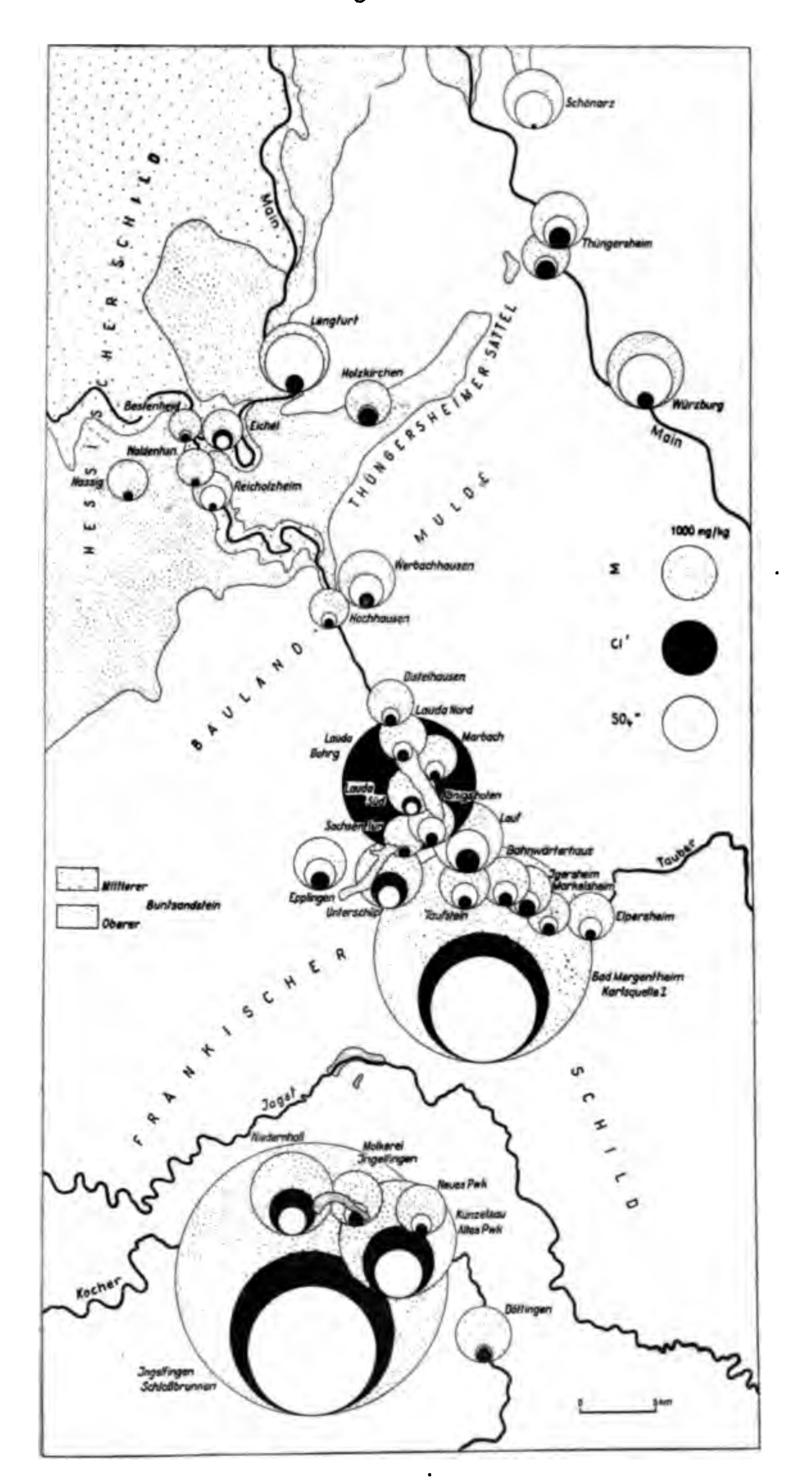


Abb. 5. Karte der fränkischen Mineralwässer zwischen Main und Kocher.

Wässern der Chlorid-Gehalt zu (z. B. Elpersheim—Markelsheim—Igersheim—Mergentheim; Distelhausen—Lauda-Nord—Lauda-Süd; Neues Pumpwerk Künzelsau—Molkerei Ingelfingen—Schloßbrunnen Ingelfingen).

Unter besonderen Umständen können mitten im Wellenkalk-Gebiet Wässer erhöhte Chlorid-Gehalte führen; in Döttingen und beim alten Pumpwerk Künzelsau steigen Mineralwässer auf Verwerfungen aus dem Oberen Buntsandstein empor und gesellen sich der Hydrogenkarbonat-Wässern der Talaue bei.

B. Wasserstockwerke und Wanderwege.

Schichttreue Wanderung von Mineralwässern in einer Horstscholle wurde schon früher für die Rötwässer Bad Mergentheims glaubhaft dargestellt (Carlé 1950 a). Die in tieferen Stockwerken, in Ingelfingen sogar im Rotliegenden (Frank 1952) angetroffenen Mineralwässer werden am zwanglosesten als dem Zechsteinsalz entstammende Solen angesehen. Sie strömen auf langem Wege aus den im Hessischen Schild bekannten und in randlichen Sonderbecken und Auslaugungsresten bis etwa an den Main reichenden Salzlagern nach S. Vorwiegend dürften sie auf Bruchstrukturen wandern; diese sind teils oberirdisch sichtbar, teils nur vermutbar. Wanderungsfördernde rheinische Spalten im vorsaxonischen Untergrund sind als wahrscheinlich anzunehmen.

Die seither gewonnenen Erkenntnisse lassen sich vorläufig wie folgt zusammenschauen (Abb. 6).

Spezifisch schwerere, weil konzentrierte Chlorid-Wässer wandern auf Störungs- und Klufträumen innerhalb des Zechsteins und in den unteren Regionen des Buntsandsteins dem Schichtfallen und ihrem Spiegelgefälle folgend südwärts im vormesozoischen bzw. vorsaxonischen Untergrund sich anbietende Wanderwege werden ebenfalls benutzt. Die in Form eines flachen Flutfächers im Gestein wandernden Solen schieben ihren Südrand im Laufe der Zeit immer weiter vor und erfüllen die Hohlräume des Untergrundes bis auf eine bestimmte Höhe. Über ihnen dürften sich zumeist ortsbürtige Sulfat-Wässer ausbreiten, da die Körner des Mittleren Buntsandsteins nicht selten durch sulfathaltiges Bindemittel zusammengehalten und da Sulfat-Wässer häufig angetroffen werden. Die in

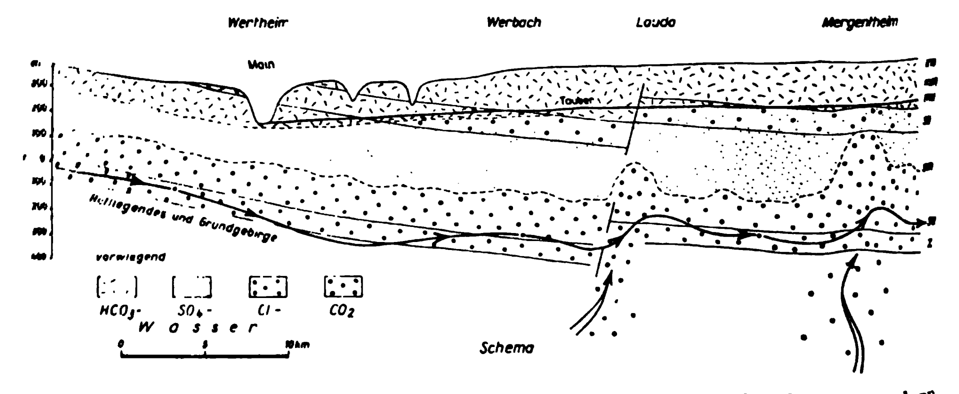


Abb. 6. Vereinfachter Schnitt durch die Wasserstockwerke des Schichtenlandes zwischen Main und Tauber.

Buntsandstein durch erhöhte Chlorid-Gehalte und durch auffällige
ihrung ausgezeichneten wohl autochthonen Wässer stellen ein beson-
ıckwerk dar.
Chlorid-Wasserstockwerk des Oberen Buntsandsteins und das Sulfat-
ockwerk werden etwa in Höhe des Vorfluters „diskordant" durch ein
nkarbonat-Wasserstockwerk angeschnitten, so am Main und der unteren
Dieser Horizont geht vom Buntsandstein in den sich nach S einstellen-
schelkalk über, jedoch unter beträchtlicher Zunahme des Hydrogen-
-Gehaltes.
: weitere Störung des einfachen Stockwerksbaues ergibt sich aus der
ı Kraft der gasförmigen Kohlensäure. Nach dem derzeitigen Wissens-
: es dem Fehlen von Kohlensäure zuzuschreiben, daß nirgends im
Solen erbohrt sind. Nur um Bad Mergentheim und Ingelfingen und
bei Lauda stoßen flache Mineralwasserkuppeln von unten quer durch
und Wasserhorizonte; das unterste Wasserstockwerk bläht sich unter
ʒung der darüberliegenden Wässer bis nahe an die Erdoberfläche.

III. Schlußworte

len vorstehenden Abschnitten wurde versucht, für einige Mineralwasser-
nen sowie für ein größeres Gebiet Genesen zu geben. Es war weniger
tigt, bis ins Letzte durchgefeilte Schlüsse zu ziehen; auch verbot der
ngel den Abdruck von Analysen und anderen beweisenden Tatsachen.
lieses Aufsatzes ist allein, Wege und Möglichkeiten der Forschung zu
ıus bekannten Tatsachen der Geologie und Hydrologie wurden verschie-
glichkeiten der Mineralwasser-Genese abgeleitet und Wege gesucht, auf
an diese gedanklich gewonnenen Möglichkeiten auf ihren Tatsachenwert
:ann. In den seltensten Fällen, nämlich in Bergwerken oder Tunnels,
n den unterirdischen Wegen des Wassers folgen können; zumeist wird
· auf die bei Bohrungen und Schachtungen erzielbaren Daten ange-
ein.
:raus wichtig ist es, möglichst viele hydrochemische Daten zu sammeln,
ırch horizontierte Probenahme in Bohrungen, sei es durch Erheben von
ı auch geringer mineralisierter Wässer in weiten Räumen. Durch Kom-
der vertikalen und horizontalen Verbreitung von Wassertypen lassen
s s e r s t o c k w e r k e in großen Zügen ausscheiden. Eine Zusammen-
·s Angebots löslicher Stoffe in den einzelnen Gesteins-Stockwerken mit
ɔnischen und morphologischen Gegebenheiten läßt in vielen Fällen mög-
nderwege erkennen. Freilich erlauben die heute verfügbaren Tatsachen
ıältnismäßig unsichere Schlüsse. Wir kennen die überaus große Viel-
keit der Natur. Die angewandten, oft noch sehr wenig exakten Methoden
nur geringe Dichte aller Beobachtungen zwingen in vielen Fällen zu
ıßer Vereinfachung; das Beispiel von Kirchberg/Jagst bezeugt, daß die
keit oft sehr verwickelt sein muß.
· einige Bedenken seien genannt! Zuallererst ist zu bedenken, daß jede
nur ein Augenblicksbild ist, das eigentlich durch chemische Meßreihen
werden müßte. Von diesem Idealzustand sind wir weit entfernt.
ist durchaus möglich, daß in den Randgebieten des Ablagerungsraumes
eren Buntsandstein Salzpfannen bestanden; ein Teil der in dieser Schicht
den oder stehenden Wässer bzw. Solen könnte vielleicht autochthon sein.
· wissen, daß Wässer an Spalten sehr tief in die Kruste absinken können,
längerer Zeit als Thermalwässer wieder emporzusteigen. Sollten nicht

auch Muschelkalksolen in den klüftigen Buntsandstein absinken, in ihm beträ liche Strecken wandern und irgendwo aufsteigen können? Sollten sich ni Wässer verschiedener Herkunft intensiv durchmischen können? Wurden doch südwärtigen Ausläufer der saxonischen Parageosynklinale eine Reihe salina und halbsalinarer Schichtglieder abgelagert. Durchmischung durch Lösun abstieg (Lauda, Haßmersheim) ist ebenso denkbar wie Durchmischung dur Lösungsaufstieg (Fürth, Hauptsolquelle Kolberg); auch können sich ab- und au steigende Lösungen in einem nicht salinaren Horizont treffen (Glaubersal Quelle Kolberg).

Nimmt man noch die an Einzelbeispielen durchaus als real zu erweisende Vorgänge der Lateralsekretion und des Ionenaustausches hinzu, so ergibt sic eine verwirrende Fülle von Kombinationsmöglichkeiten — und man fragt sic ob unsere auf einigen wenigen Daten aufbauenden Schlüsse überhaupt Anspru auf Gültigkeit haben.

Diese Skepsis darf aber nicht zu resignierender Tatenlosigkeit führen, den gerade das unermüdliche Sammeln neuer Tatsachen — Sachen, die einer T entspringen — wird das Netz der Kausalschlüsse immer mehr verdichten un die Erkenntnisse des Wahren steigern. Immer wieder werden Folgerungen un Deutungen durch Neuerschließungen geprüft; daraus ist die Hoffnung zu schöp fen, daß die Erkenntnis der tatsächlichen Verhältnisse im Laufe der Zeit imm mehr einer gewissen Vollkommenheit zustreben wird.

Schriften

Birzer, F.: Blatt Herzogenaurach. Erläut. d. geolog. Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 00 München 1940.

Carlé, W.: Geologie und Hydrologie der Heilwässer von Bad Mergentheim. — Geol. Jb. 6 Hannover 1950 (1950 a).

— Geotektonische Übersichtskarte der Südwestdeutschen Großscholle. Mit Erläuterunge Stuttgart 1950 (1950 b).

— Die Hegau-Heldburg-Zone, ein rheinisch streichendes Lineament in Süddeutschland. - Jh. geol. Abt. württ. statist. L.-A. **2**, Stuttgart 1952.

— Der Landkreis Crailsheim; Kreisbeschreibung (Geologisch-hydrologischer Teil). Stuttga 1953 (S. 7 und 277).

Fliegel, G.: Der Thermalsolsprudel von Bad Kolberg in Thüringen. — Z. f. prakt. Geol. 3 Halle 1929.

Frank, M.: Die Mineralwässer von Bad Ingelfingen im Kochertal (Hydrologie und Chemis mus). — Jh. geol. Abt. württ. statist. L.-A. **2**, Stuttgart 1952.

Fresenius, W.: Beschaffenheit, Nomenklatur und chemische Kontrolle der Heilwässer. - Schriftenreihe d. deutsch. Bäderverbandes **5**, Gütersloh 1949.

v. Freyberg, B.: Lagerung und Grundwasser im tieferen Untergrund von Erlangen. — Z deutsch. geol. Ges. **95**, Stuttgart 1943.

Fricke, K.: Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. - Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

Honsell, H.: Die ehemalige Saline Mosbach und ihre Solquellen. — Verh. d. naturwiss. Ve Karlsruhe **23**, Karlsruhe 1910.

Röhrer, F.: Über ein neues, im Buntsandstein erbohrtes Mineralwasser und die Bedeutun solcher Wässer für die Paläogeographie des Buntsandsteins. — Bad. geol. Abh. **1**, Karls ruhe 1929.

Stocker, F. X.: Über den Gipsbergbau und die Steinsalzbohrung bei Haßmersheim. 1847.

Schwille, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrun des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenf. **81**, Wiesbaden 1953.

Wagner, G.: Trias im Kocher-Jagst-Gebiet und Vindelizisches Land. — Jber. u. Mitt. oberrhei geol. Ver., N. F. **19**, Stuttgart 1930.

Weidenbach, F., und Vollrath, A.: Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschlan 1 : 600 000. Neu bearbeitete 3. Aufl. Stuttgart 1954.

Zörkendörfer, W.: Neue Nomenklatur für Mineralwässer. — Heilbad u. Kurort **1**, Gütersl 1949.

Die geologisch-hydrologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Saarlandes*)

Mit 35 Abbildungen

Von W. SEMMLER

In den meisten Ländern Mittel- und Westeuropas hat nach dem Kriege eine
ırke Steigerung des Wasserverbrauches eingesetzt. So auch im Saarland. Die
rsachen dafür sind verschiedener Art. Das Anwachsen der Bevölkerung sowohl
ırch die natürliche Vermehrung als auch durch die Umsiedlung, die Verlagerung
ısserverbrauchender Industriezweige, die Entstehung neuer Industrieanlagen,
e gewachsenen Ansprüche der Hygiene und schließlich die in den Großstädten
ırch Bombenangriffe stark mitgenommenen Wasserleitungsnetze, sie alle haben
ıe Steigerung des Wasserverbrauches zur Folge gehabt. Der im allgemeinen
; Norm angenommene Verbrauch von 100 Litern täglich je Kopf der Bevöl-
rung mag noch in vielen Fällen zutreffen, ist jedoch in den Städten des Saar-
ıdes überholt. Das Saarland mit seinen rund 900 000 Einwohnern würde bei
ıgrundelegung dieser Norm mit täglich 90 000 m³ auskommen müssen. In
irklichkeit liegen die Verhältnisse aber ganz anders. So fördert die Régie des
ines de la Sarre aus ihren Wasserwerken allein täglich annähernd 75 000 m³
ıd die Stadt Saarbrücken gewinnt in ihren Wasserwerken täglich zwischen
000 und 20 000 m³, so daß diese beiden Verbraucher den vorgenannten Wert
n 90 000 m³ schon übertreffen. Neben diesen beiden Großverbrauchern gibt es
Saarland noch eine große Anzahl Gemeinden und Industrien, deren gesamte
darfsmenge mit 60 000 m³ angenommen werden kann. Daher ist eine Menge
n 150 000 m³ je Tag für das gesamte Saarland nicht zu hoch gegriffen. Hierin
d aber alle Wasserverbraucher eingerechnet. Es käme dann auf den Kopf der
arbevölkerung bei Beachtung der Einwohnerzahl von 900 000 täglich eine
rbrauchsmenge von mehr als 160 Litern. Die Stadt Saarbrücken hatte vor
ht allzu langer Zeit einen Tagesverbrauch von 164 Litern je Kopf und je Tag
r Bevölkerung. Selbstverständlich gibt es auch eine große Anzahl Land-
neinden, wo der tägliche Verbrauch bei 40—60 Litern je Tag und Kopf liegt.
er das ändert nur wenig an dem Gesamtbild der allgemeinen Wasserver-
ıuchssteigerung. Wie stark der Wasserbedarf und damit auch der Verbrauch
r Industrie angestiegen ist, zeigt am besten die Abb. 1. Darin ist an dem
ilen Anstieg der Verbrauchskurve die ständige Leistungssteigerung des
asserwerkes der Saargruben gut zu erkennen und andererseits auch die Anfor-
rungen des Saarbergbaues an die Wassergewinnung ausgedrückt. Aber auch
e Stadt Saarbrücken hat im Laufe der Jahre ihre Wassergewinnung immer
ehr steigern müssen, um den Bedarf zu befriedigen. Während vor dem Kriege
e Einwohnerzahl von Saarbrücken 133 000 betrug, ist sie gegenwärtig erst
ieder auf etwas mehr als 100 000 angestiegen. Der Wasserverbrauch der Vor-

*) Nach einem Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung unserer Gesellschaft in
rier am 11. September 1951.

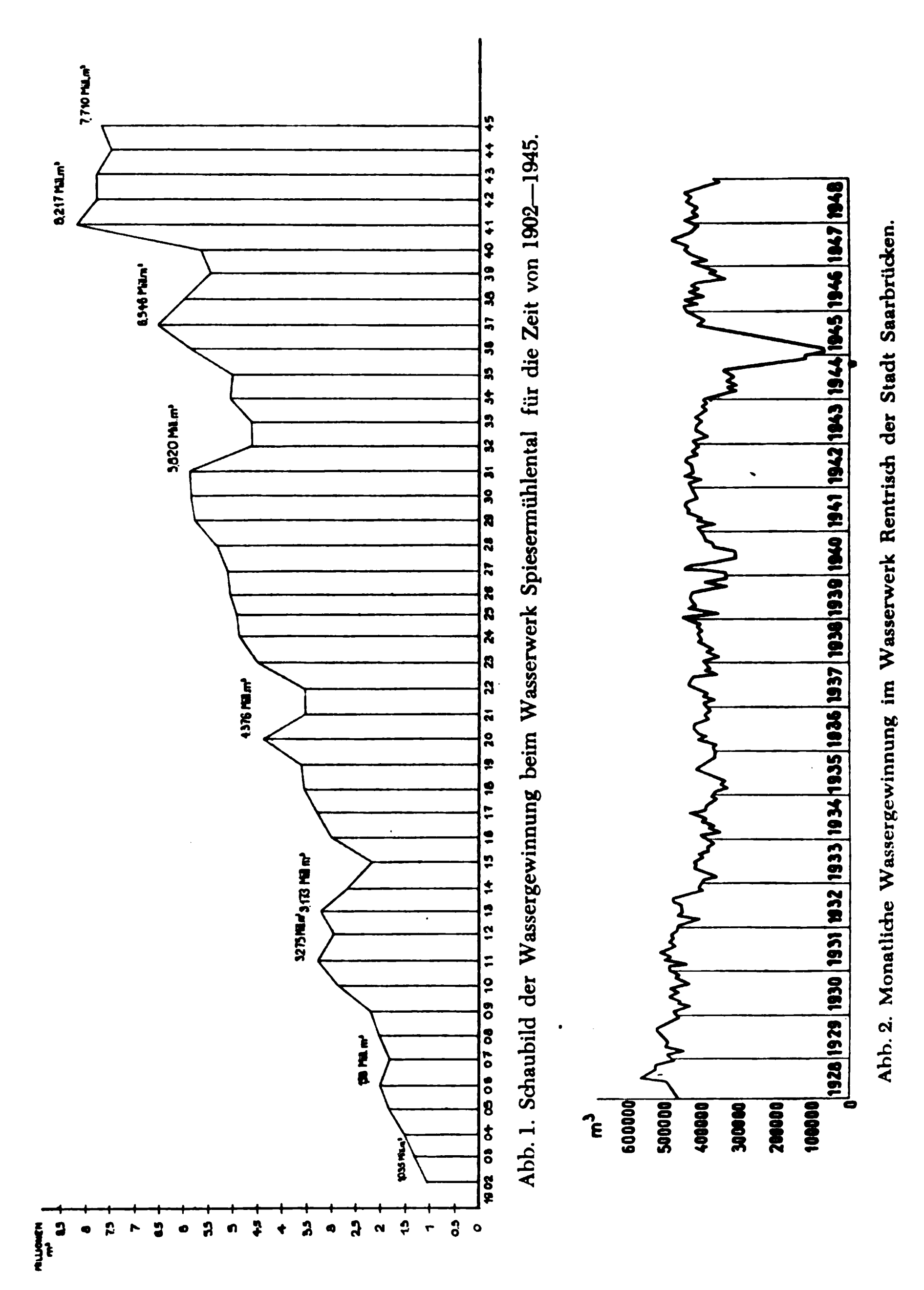


Abb. 1. Schaubild der Wassergewinnung beim Wasserwerk Spiesermühlental für die Zeit von 1902—1945.

Abb. 2. Monatliche Wassergewinnung im Wasserwerk Rentrisch der Stadt Saarbrücken.

kriegs- und Nachkriegsjahre ist aber der gleiche geblieben: ja er hat sich in de
letzten Zeit sogar noch leicht erhöht, so daß die Steigerung des Wasserve
brauches rund 35% ausmacht. Die Abb. 2 gibt eine Darstellung des Wasse
verbrauches in den Jahren von 1928—1948. Während bei den Wasserwerk
Spiesermühlental der Régie des Mines de la Sarre und Rentrisch der Stadt Sa

brücken die Räumung von 1939—1940 kaum merkbar ist, zeigt die Kurve aber, daß die Räumung 1944/45 eine erhebliche Einschränkung des Betriebes zur Folge hatte. Aber schon 1946 wird bei erheblich geringerer Einwohnerzahl (etwa 60 000) fast die gleiche Menge gefördert wie vor dem Kriege (Abb. 2).

Aus diesen beiden Darstellungen geht die starke allgemeine Steigerung des Wasserverbrauches mit aller Deutlichkeit hervor. Angesichts dieser Erscheinung muß man die Frage stellen: „Kann das Saarland in der Zukunft ausreichend mit hygienisch einwandfreiem Wasser versorgt werden?" Diese Frage stellen, heißt naturgemäß auf die geologischen Grundlagen eingehen, die allein nur die Voraussetzung zur Beantwortung im Zusammenhang mit einem genauen Studium bieten können. In verschiedenen Aufsätzen und Vorträgen habe ich wiederholt diese Frage behandelt. Andere Arbeiten, vor allem von Drumm, haben sich ebenfalls mit den hydrologischen Fragen des Saarlandes befaßt. Inzwischen sind aber fast 10 Jahre seit dem Erscheinen dieser Arbeiten vergangen. Die inzwischen gewonnenen Ergebnisse und Erkenntnisse ruhen in den Schubläden und sollen nun in den folgenden Ausführungen festgehalten werden. Die Ausführungen sind Ausfluß einer langjährigen Tätigkeit auf hydrologischem Gebiet im Bereich des jetzigen Saarlandes und der angrenzenden Länder. Sie zeigen eindeutig die Bedeutung der Kenntnis der geologischen Verhältnisse, ohne die eben eine erfolgreiche Wassererschließung fast unmöglich erscheint. Aber auch die geologischen Voraussetzungen geben bei ihrer Erfüllung noch kein Grundwasser. Dazu ist noch der Überblick über die Niederschlagsverhältnisse erforderlich. Denn auch in dem nur etwa 2500 km² umfassenden Saarland bestehen schon beachtliche Unterschiede in den verschiedenen Regionen. Am Abhang des Hunsrücks sind die Regenhöhen andere als im Saartal bei Saarlouis usw. Besonders deutlich zeigen dies folgende Darstellungen.

I. Niederschlagsverhältnisse

Alles Wasser, was wir im Saarland als Grundwasser zutage fördern, kommt vom Tage. Es ist in irgend einer Form als Niederschlag in den Boden gelangt, versickert und in die Tiefe versunken. Dabei ist die Grundwassermenge stark von der Niederschlagshöhe abhängig. Die Niederschlagshöhe aber hat im Laufe der letzten Jahrzehnte sehr stark geschwankt. Während nach dem Klima-Atlas von Hellmann für die Jahre 1881—1920 eine mittlere Niederschlagshöhe von 760 mm festgestellt ist, betrug dieselbe beim Regenmesser Spiesermühlental für die Zeit von 1920—1935 rund 803 mm jährlich und stieg im Mittel für die Jahre 1935—1937 auf 916 mm an. Wollte man diese Zahlen für die Wassererschließungs- und -gewinnungsmöglichkeit zugrunde legen, so ergäben diese für das rund 2500 km² große Saarland bei 900 mm eine Niederschlagsmenge von 2 250 000 000 m³ im Jahr. Auf den Kopf der Saarbevölkerung entfällt die beachtliche Menge von 7000 Litern täglich, der nur ein Verbrauch von rund 160 Litern gegenübersteht. Diesen generellen Werten entsprechend ist der Niederschlag vollkommen ausreichend für eine genügende Wasserversorgung. Aber lokal schwanken die Niederschlagshöhen doch beachtlich. Die beiden einzigen Regenmesser, die durchgehende Messungen auch während des Krieges gemacht haben, sind die der Saargruben in Spiesermühlental und im Lauterbachtal. So ist die Niederschlagshöhe im Spiesermühlental im Durchschnitt um 10% größer als im Lauterbachtal. In der Abb. 3 sind diese Unterschiede für das Jahr 1949 und Anfang 1950 dargestellt. Aber auch in den einzelnen Monaten

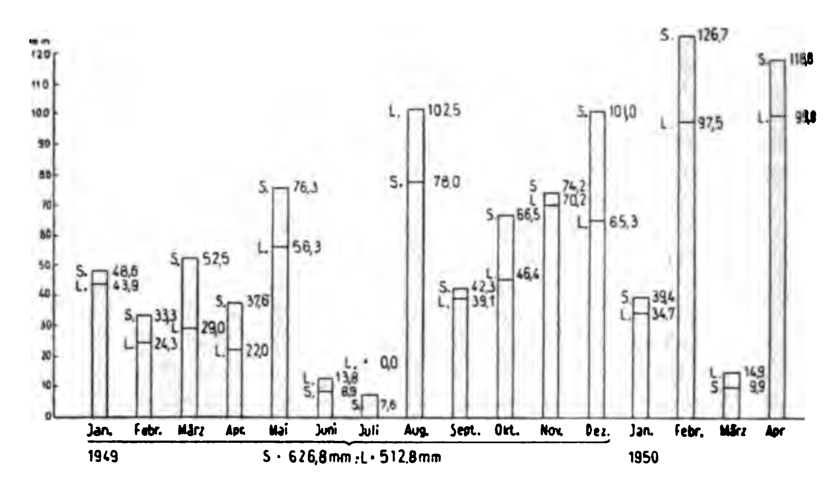


Abb. 3. Niederschlagshöhen bei den Wasserwerken Spiesermühlental und Lauterbachtal 1949 bis 30. April 1950.

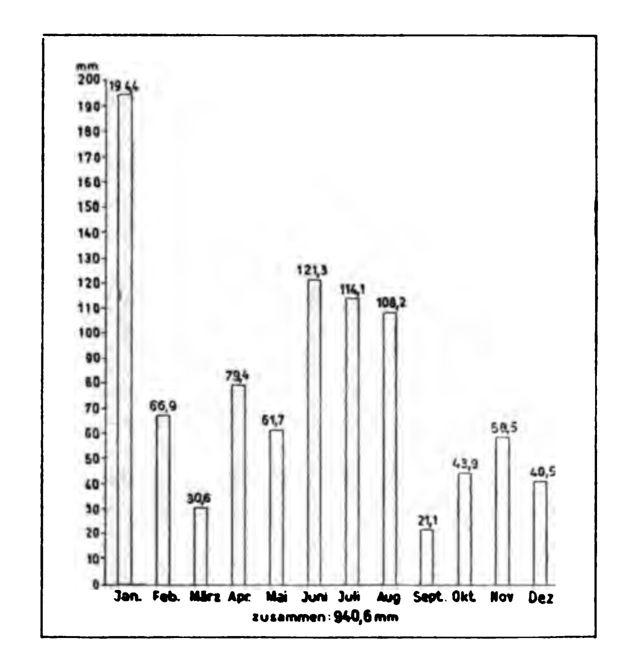


Abb. 4. Niederschlagshöhen beim Wasserwerk Spiesermühlental 1948.

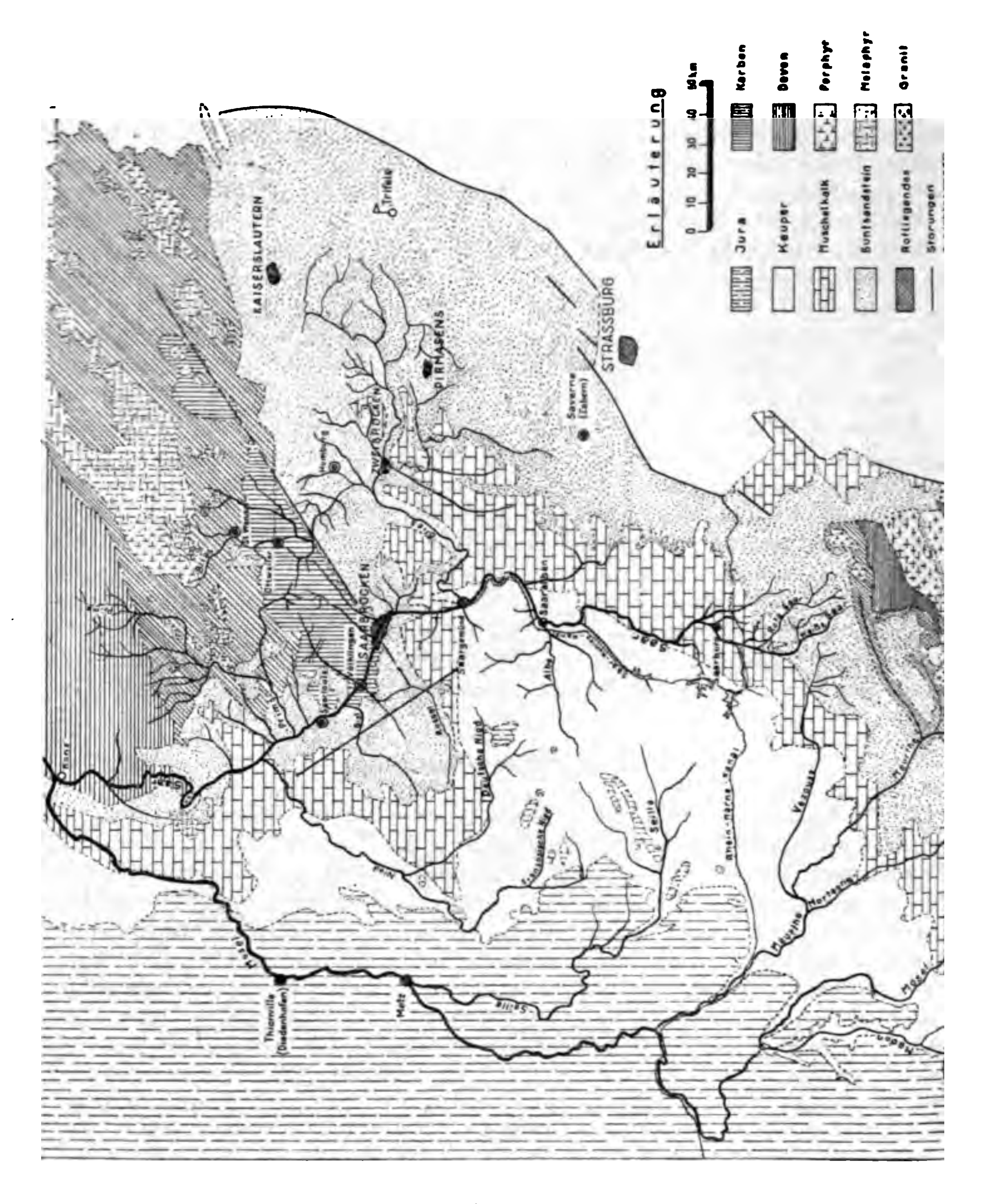
sind die Niederschläge sehr unterschiedlich. Im Jahre 1949 haben wir ein gesprochenes Minimum im Juni und Juli. Auch die Monate Januar bis A haben keine normale Niederschlagshöhe, sondern liegen mit ihren erreic Werten viel zu niedrig für diese Jahreszeit. Der August erscheint hier reid bedacht, ist aber durchaus als normal anzusehen. Auch die übrigen Monate Jahres erscheinen normal. Ganz aus der Reihe fällt der Monat Januar, dem

ann ein wasserreicher Februar folgt. Auch der Monat März weicht mit seinen eringen Niederschlägen von der Norm ab. — Ein ganz anderes Bild gibt dagen die Abb. 4 mit den Niederschlagshöhen beim Wasserwerk Spiesermühlenl für das Jahr 1948. Hier erreichen die Niederschläge im Januar mit 194,4 mm e größte Höhe, fallen in den Monaten Februar bis April stark ab und nehmen nn in den Sommermonaten Juni, Juli, August wieder größere Stärken an, um nn im Herbst allerdings sehr niedrig zu bleiben. Einem Gesamtmittel von 0,8 mm für 1948 steht ein solches von 626,8 mm für 1949 gegenüber. Dadurch ten innerhalb der einzelnen Jahre in der Grundwasserbildung ganz bedeunde Unterschiede auf. Es kommt noch hinzu, daß die in den Sommermonaten lenden Wassermengen zur Grundwasserbildung kaum einen Beitrag leisten, il durch die Verdunstung und die Vegetation ein großer Teil dafür verloren ht. Aber auch sehr niederschlagsreiche Wintermonate, wie z. B. der Januar 48, führen dem Grundwasser nur wenig Wasser zu. Der größte Teil dieses ederschlages floß in dem Hochwasser vom 15. Januar 1948 in wenigen Stunden erirdisch ab, ohne daß dem Wasser Zeit gelassen wurde, zu versickern. Es läßt h daher wohl für den Bereich des Saarlandes allgemein sagen, daß die grundsserbildenden Monate vorwiegend November bis Dezember und Februar bis i sind. In diesen Monaten können die Niederschläge von einem durch die schiedensten natürlichen Vorgänge wohlpräparierten Boden aufgenommen d an den tieferen Untergrund weitergeleitet werden. Hier bildet sich dann in ı einzelnen Horizonten der geologischen Formationen das Grundwasser, das te für den Menschen in brauchbarer Form mehr als Geldwert besitzt.

II. Geologische Übersicht

Die geologische Übersichtskarte des Saarlandes (Abb. 5) zeigt im wesentıen drei geologisch-tektonische Bauelemente. Im Norden, an den Hunsrück ı anlehnend, streicht in südwest—nordöstlicher Richtung die Prims-Naheılde, weiter südlich verläuft in der gleichen Streichrichtung das Kerngebiet Saarlandes, der karbonische Saarbrücker Hauptsattel, und daran anschließend h Süden zu folgt die ebenfalls südwest—nordostwärts streichende Pfälzer r Saargemünder Mulde. Diese drei Hauptzüge, sie liegen allesamt innerhalb Saartroges, sind in einer großen Anzahl geologischer Arbeiten in vielen Einheiten, besonders der Stratigraphie und der Tektonik, beschrieben worden. neben hat die ehemalige Geologische Landesanstalt von Preußen und das tere Reichsamt für Bodenforschung fast das gesamte Territorium des Saardes geologisch auf vielen Meßtischblättern aufnehmen lassen. Und Namen Weiss, Grebe, Leppla, Schumacher und v. Wervecke stellen noch heute Verkörperung alter solider geologischer Aufnahmetätigkeit dar. Ihre Arbeiten d wertvolle Grundlagen, die, abgesehen von einigen Änderungen, die sich Zuge der Weiterentwicklung unserer Forschung von selbst ergaben, mir die schreibung der einzelnen Bauelemente ersparen. Nur soweit es im Rahmen hydrologischen Verhältnisse notwendig sein sollte, werde ich noch auf sie ückkommen. Zunächst erscheinen die geologischen Formationen als die wicheren.

Von den geologischen Formationen sind vertreten das Devon, das Karbon, Perm mit dem Rotliegenden, die Trias mit Buntsandstein und Muschelkalk ie das Diluvium und das Alluvium.



a) Devon

Das Devon reicht mit den Stufen des Gedinne, der Hermeskeilschich des Taunusquarzits und des Hunsrückschiefers in den nördlichen Teil des S landes hinein.

Die Gedinne-Schichten oder auch Bunte Phyllite genannt, in zahlrei Aufschlüssen am Hunsrückrand zu erkennen, setzen sich aus einer dichten F von rötlichen und violetten, seltener graugrünen Schiefern zusammen. D spalten dünn und haben auf den Spaltflächen einen seidigen Glanz. Die röt Farbe rührt von fein verteiltem Eisenoxyd her, das bei der Verwitterung d

Wasseraufnahme in gelbbraunes Eisenhydroxyd übergeht. Die Verwitterung reicht in den Schiefern tief hinab. Zonen von 6—8 m Tiefe sind keine Seltenheit. Im allgemeinen ist aber der Gedinne-Schiefer ein dichtes geschlossenes Gestein. Seine Spaltbarkeit, verbunden mit seiner durch Quarzanreicherung erhöhten Festigkeit, haben schon vor vielen Jahrzehnten einen Abbau als Dachschiefer lohnend gemacht.

Die Hermeskeilschichten bestehen im wesentlichen aus Glimmersandsteinen, schiefrigen Quarziten und quarzitischen Sandsteinen. Da sie aber nur in einem schmalen Band bei Sitzerath innerhalb unseres Gebietes vorkommen und, abgesehen von wenigen Einzelversorgungen, keine hydrologische Bedeutung im Rahmen unserer Untersuchung haben, können wir sie übergehen.

Der Taunusquarzit stellt mehrere Höhenzüge am Nordrand des Saarlandes. Es ist ein quarzitisches Gestein, das in dickbankiger Ausbildung markante Felsen bildet. Selbst durch kieselsaure Bildungen absolut dicht, ist er doch nicht hydrologisch so unbedeutend, wie das scheinen könnte. Seine starke Klüftung, die ihn bis in große Teufen durchzieht, gibt ihm die Stellung eines hydrologisch wertvollen Gesteins.

Die Hunsrückschiefer begleiten meist den Taunusquarzit und setzen sich aus einer Folge von grauen, grüngrauen, graublauen und schwarzen Schiefern zusammen. Sie sind ebenfalls dicht geschlossen und erscheinen nur in der obersten, am Tage anstehenden Zone durch die Einwirkung der Verwitterung etwas aufgelockert. Gelegentlich sind sie auch so fest, daß sie bei der guten Spaltbarkeit, wie bei Grimburg z. B., als Dachschiefer abgebaut werden können.

b) Karbon

Das Karbon des Saarlandes gehört dem Produktiven Karbon oder dem Oberkarbon an. Es ist nach der internationalen Einteilung von Heerlen dem Westfal C und D sowie dem Stefan A, B und C zugeteilt. Für unsere hydrologische Untersuchung scheidet das Westfal C und D aus, da über deren hydrologische Bedeutung im Rahmen einer bergmännischen Wasserwirtschaftsarbeit an anderer Stelle Näheres mitgeteilt wird. Es bleibt also nur über die Schichtenfolge des Stefans zu berichten. Das Stefan A enthält im wesentlichen tonigsandige Schichten von geringer Wasseraufnahmefähigkeit. Es sind Gesteine mit einem verhältnismäßig hohen Tongehalt. Daher können wir sie auch als dicht bezeichnen. Wo aber Sandsteinbänke eingelagert sind, können auch kleinere Wasserversorgungsanlagen angelegt werden. — Das Stefan B stellt eine sandige Schichtenfolge dar. In zahlreichen Brüchen wird der Sandstein gewonnen und als Baustein abgegeben. Der Sandstein selbst ist grobkörnig. Das Bindemittel ist tonig, aber nicht so reich, daß es den Stein vollkommen dichtet. In dieser Schichtenfolge ist Aussicht vorhanden, daß die Wassererschließung gelingt. — Das Stefan C scheidet für die Grundwasserbildung aus, da es eine zu tonige Schichtenfolge enthält.

c) Rotliegendes

Das Rotliegende nimmt mit seinen Ablagerungen innerhalb des Saarlandes den Raum zwischen südlichem Hunsrückrand und Saarbrücker Hauptsattel ein. Es enthält neben der sedimentären terrestrischen Schichtenfolge zahlreiche vulkanische Gesteine, die sowohl intrusiver als auch effusiver Natur sind. In der sedimentären Schichtenfolge ist man auch heute noch nicht von der alten Einteilung abgewichen. Wir gliedern immer noch in Kuseler, Lebacher, Tholeyer, Söterner, Waderner und Kreuznacher Schichten. Außer den Kreuznacher Schichten

sind alle innerhalb des Saarlandes vertreten. Hydrologisch haben aber, abgesehen von Einzelversorgung, nur die Kuseler und Tholeyer Schichten Bedeutung.

Die Kuseler Schichten sind vorwiegend sandiger Ausbildung. Dickbankige Sandsteine werden zum Beispiel im „St. Wendeler Bausandstein" in vielen Steinbrüchen gewonnen. Der Sandstein ist durchweg grobkörnig und hat ein beachtliches Porenvolumen. Das Bindemittel ist tonig. Diese sandige Schichtenfolge, die wiederholt von Schiefertonbänken unterbrochen ist, erreicht eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern.

Wohl ist die wichtigste Schichtenfolge des Rotliegenden in Grundwasserfragen die der Tholeyer Schichten. Diese sind geradezu petrographisch prädestiniert für die Grundwasserbildung. Mit ihrer grobsandigen Ausbildung, der lockeren Beschaffenheit, dem geringen tonigen Bindemittel und seiner großen Wasseraufnahmefähigkeit ist diese Schichtenfolge das hydrologisch wichtigste Glied des Rotliegenden. Sicher wird man in kommenden Zeiten noch mehr auf diese Schichtenfolge zurückgreifen.

Die vulkanischen Gesteine des Rotliegenden sollen ebenfalls Erwähnung finden. Wenngleich sie nicht ohne weiteres als für die Hydrologie wichtig angesehen werden, so können sie doch ganz erheblich die Grundwasserverhältnisse beeinflussen. Dies kann dadurch geschehen, daß sie selbst wasserführend auftreten oder die in den Sedimentgesteinen auftretenden Grundwasserhorizonte abschneiden, ihnen andere Richtungen geben oder als Stauer besonders reiche Grundwasseransammlungen hervorrufen.

So ist zum Beispiel der Felsitporphyr ein dichtes homogenes Gestein von feinkörniger Beschaffenheit, in dem man nur vereinzelt Feldspat oder Quarzkristalle feststellt. Hingegen aber ist er sehr stark klüftig. Zahlreiche Klüfte lassen ihn in kurze prismatische Stücke zerfallen. — Auch der Melaphyr ist sehr dicht. Er ist aber von vielen Klüften durchzogen. — Andererseits hat der Melaphyrmandelstein durch seine große Anzahl von blasigen Hohlräumen den Charakter eines hohlraumreichen Gesteines. Es ist selbstverständlich, daß diese unterschiedliche petrographische Ausbildung auch große Verschiedenheiten in der hydrologischen Stellung zur Folge haben muß.

d) Trias

Die Trias ist im saarländischen Gebiet durch den Buntsandstein und den Muschelkalk vertreten.

Von der ehemaligen weiten Verbreitung des Buntsandsteines sind heute nur noch wenige größere zusammenhängende Ablagerungen übriggeblieben. Sie sind in ihrer Ausbildung bereits von mir in der Arbeit „Quellen und Grundwasser im Deckgebirge des Saarbrücker Steinkohlenvorkommens" genügend beschrieben. Es sei hier noch erwähnt, daß es sich dabei im wesentlichen um Schichten des mittleren Buntsandsteins handelt. Diese sind mittelkörnig bis grobkörnig. Das Bindemittel ist vorwiegend tonig, oft auch eisenschüssig. Verkieselungen sind seltener. Wo jedoch saure Wässer auf den Sandstein einwirken, ist das Eisen bald ausgefällt und in den sogenannten „Eisenschwarten" angereichert. Es hinterbleiben dann ausgebleichte Zonen, in denen oft auch das tonige oder auch kalkige Bindemittel restlos entfernt wird. Die so entstandenen vollkommen bindemittelfreien Sande sind zwar nicht stratigraphisch gleichmäßig durchgehende Horizonte, sondern wechseln vielmehr von einer Schicht in die andere über. Wegen der ungleichmäßigen Entstehungsbedingungen halten sie auch gewöhnlich auf große Erstreckungen nicht aus. Wenn sie aber mit Wasser später in der Tiefe durchtränkt sind, bilden sie Schwimmsande von oft ansehn-

licher Mächtigkeit. — Der obere Buntsandstein bildet an der Basis mit dem Hauptkonglomerat eine hydrologisch wichtige Schicht. Ebenso gehört hierher das Carneolkonglomerat und der Voltziensandstein.

Der Muschelkalk legt sich wie ein großer Bogen im Westen und Süden um das Saarland. Er beginnt mit dem Grenzletten und zeigt dann die normale Ausbildung. Seine petrographische Ausbildung als Kalkstein und Mergel ist allgemein bekannt. Von einer Beschreibung kann ich daher absehen.

e) Diluvium und Alluvium

Auf die diluvialen und alluvialen Ablagerungen einzugehen, erübrigt sich, da diese heute nur noch für Einzelversorgungen in Betracht kommen und diese ähnliche Verhältnisse schaffen wie anderenorts auch.

III. Hydrologische Verhältnisse

Die hydrologischen Verhältnisse des Saarlandes sind gekennzeichnet durch eine Mannigfaltigkeit, wie sie eben nur in einem Gebiet vorkommen kann, dessen Untergrund und geologische Verhältnisse auf engstem Raume große Unterschiede aufweisen. Wenn ich daher noch einmal an die drei geologisch-tektonischen Bauelemente erinnere, die ich zu Beginn erwähnte, so tue ich das deshalb, weil die Hydrologie des Saarlandes am besten im großen nach diesen drei Einheiten gegliedert werden kann. Dazu käme noch ganz am Nordrand des Saarlandes der Abfall des Hunsrücks. Alle diese Einheiten sind in der am Schluß folgenden Abbildung in ihrer Rangordnung nach ihrem hydrologischen Wert dargestellt.

a) Hunsrückrand

Für die Grundwasserbildung in den schiefrigen Gesteinen des Hunsrücks und damit des Devons (Gedinne-Schichten, Hermeskeil-Schichten und Hunsrückschiefer) sind die Voraussetzungen im allgemeinen schlecht. Trotzdem gibt es eine große Anzahl Quellen und Schachtbrunnen, die aus diesen schiefrigen Gesteinen Wasser entnehmen. Dieses Grundwasser kommt dadurch zustande, daß in den oberen 6—8 m der an der Tagesoberfläche anstehenden und der Verwitterung ausgesetzten Schichten unabhängig vom Einfallen und der Schieferung das Gestein sich auflöst und in Bröckchen zerfällt, die meist vollkommen unregelmäßig sind. Zwischen diesen Bröckchen befindet sich bereits auch stark zersetztes Gestein, verwittert zu Lehm oder Ton, die diesen losen Verwitterungsboden binden. Er bleibt aber durchlässig und die Niederschläge dringen in der Verwitterungsschicht einige Meter tief ein. Sie sammeln und stauen sich dort, wo der unzerstörte Schiefer bzw. das Gestein beginnt. Hier bildet sich ein Grundwasserhorizont. Bringt man in diese zersetzte Zone Schachtbrunnen nieder oder stößt eine Bohrung hinab, so wird man in den allermeisten Fällen Wasser finden. Besonders ergiebig ist diese Zone an den Talhängen, dort, wo sie mit dem Grundwasser der Talaue zusammenkommt. So konnte ich beim Bau der westlichen Verteidigungsanlagen mehrere Bohrungen gerade in diesem Streifen ansetzen und alle erfolgreich zu Ende führen. Dabei hatte ich in einer Bohrung beim Pumpversuch eine Leistung von 3 Liter/sec bei Ruhewasserspiegel. Aber auch eine große Anzahl Quellen entstammt dieser Verwitterungszone. Sie treten selbstverständlich dort auf, wo die Erosion diesen Horizont anschneidet und das Wasser zum Austritt zwingt. Derartige Quellen haben wir in großer Anzahl gefaßt. Dabei muß man sich grundsätzlich merken, daß nur dem Wasser nachgefahren

werden darf. Wer Quellen schürfen und fassen will, darf die Regel: „N
Wasser nachfahren" nicht außer Acht lassen. Andernfalls kann er große
raschungen erleben. Die Grundwasserführung in diesen schiefrigen Ge
wird natürlich begünstigt durch die große Niederschlagshöhe im Hunsri
meist über 1000 mm jährlich beträgt. Daher kommt es auch, daß die B
dieser Gegend auch in den trockenen Sommern noch Wasser führen.

Andere Quellen, die aus dem schiefrigen Gestein kommen, sind aus
chene Spaltenquellen. Sie erhalten aus dem vorstehend beschriebenen
wasserhorizont das Wasser. Da sie über große Erstreckungen verlaufen un
ein weites Nährgebiet anzapfen, können sie außerordentlich wasserrei
So ließ ich z. B. in einer aufgelassenen Dachschiefergrube eine reichlich fl
Spaltenquelle unter Tage gleich in einem Reservoir fassen und damit sow
Wassernot leidende Gemeinde als auch die benachbarten Bauwerke ve

Auch der Taunusquarzit kann als verhältnismäßig wasserreich be
werden. Selbstverständlich ist dieser Reichtum nicht mit dem des Buntsa
zu vergleichen. Aber seine Klüftigkeit, die in große Tiefen reicht und
auch nur als Schotter im Steinbruchbetrieb gewinnen läßt, kann einen
wasserhorizont bilden, aus dem eine Anzahl Quellen gespeist werden
Die Quellen haben dabei keine großen Schüttungen aufzuweisen, aber si
durch. Durch Bohrungen wird man ebenfalls keine großen Wassermen
schließen können. Jedoch dürfte ein Versuch, mit einem Wasserlösung
größere Wassermengen zu erschließen, den Beweis erbringen, daß dies
ist. Auch hier bedeutet „größere Wassermengen" ausreichende Versorg
am Hunsrück gelegenen Ortschaften. In der Abb. 6 sind einige Austritte a

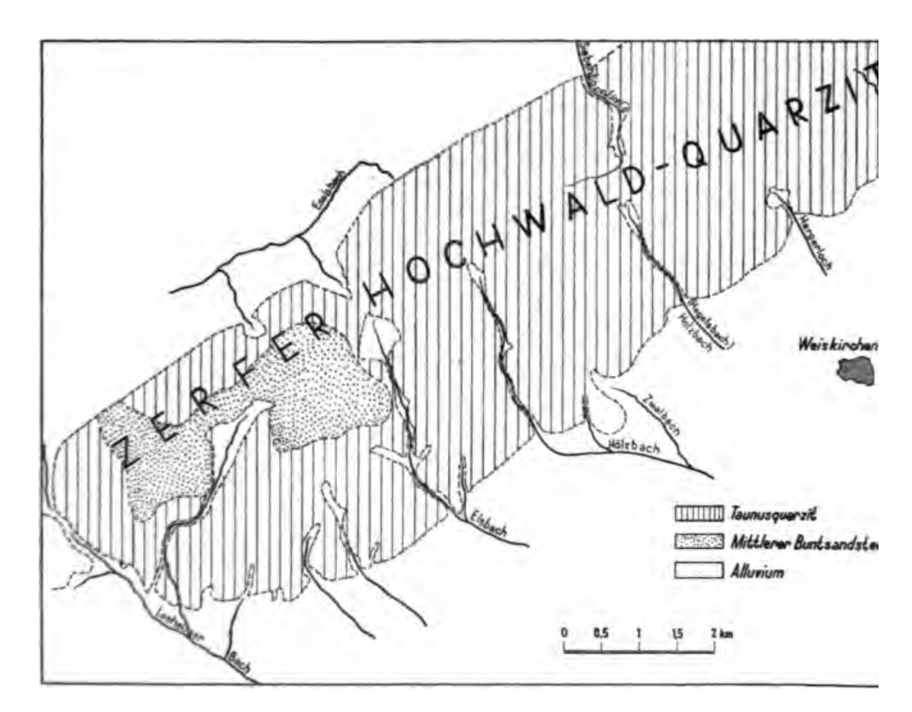


Abb. 6. Wasseraustritte aus dem Taunusquarzit des Schwarzwalder Hochwaldes (H
Blatt Losheim.

Taunusquarzit dargestellt. Andere Austritte stammen aber aus dem überlagernden Buntsandstein und den am Rande auflagernden Waderner Schichten. Da aber trotz dieser Wasseraustritte, die übrigens nicht stark sind, der Taunusquarzit wegen seines engbegrenzten Auftretens innerhalb der schiefrigen Ausbildung doch wasserarm erscheint, kann man nach dem Vorhergehenden das Gebiet des Hunsrücks mit seinem Devon als wasserarm bezeichnen.

b) Prims-Nahe-Mulde

Diese Muldenzone setzt sich aus zwei Mulden zusammen, die durch die Emporwölbung des Rotliegenden im Zusammenhang mit der Entstehung des Porphyrmassivs von Nohfelden voneinander getrennt erscheinen. In Wirklichkeit ist es aber die Anlage einer einzigen großen Mulde. Wenn wir aber dennoch die Untergliederung beibehalten, so deshalb, weil die Nahe-Mulde mit der Grenzlagerdecke einen nach Südwesten zu gerundeten Abschluß bildet. An dieser Ablagerung hat das Saarland nur noch einen geringen Anteil. Hingegen liegen die eigentlichen Schichten des Rotliegenden gerade in dieser Aufwölbungszone und befinden sich damit im Zentrum des derzeitigen Saarlandes. Die Prims-Mulde stellt eine verkleinerte Form der Nahe-Mulde dar.

In beiden Mulden lagern im Innern Waderner Schichten über der Grenzlagerdecke. Die Waderner Schichten sind im allgemeinen schlechte Grundwasserspeichergesteine. Sie bilden mit ihren roten Quarzit- und Melaphyrgeröllen bei einem stark tonigen Bindemittel sehr dichte Gesteine. Nur wo das Bindemittel tonig-sandig wird, besteht Aussicht auf Wassergewinnungsmöglichkeit. Diese Aussichten sind ferner auch dann vorhanden, wenn nur noch eine dünne, bereits weitgehend abgetragene Restablagerung auf undurchlässigem Gestein lagert, oder wenn die Waderner Schichten in großer Mächtigkeit anstehen. Im letzteren Falle bilden sie feste Bänke, die von zahlreichen Klüften durchzogen sind. Im ersteren Falle hat die Verwitterung die konglomeratreichen Lagen aufgelockert und dem Einzug des Wassers den Weg bereitet. Andererseits sind aber schon wiederholt Bohrungen vollkommen ergebnislos geblieben. So war eine 61 m tiefe Bohrung im Tal bei Walhausen vollkommen trocken und wurde eingestellt. Demgegenüber erbrachte im Nahetal eine 80 m tiefe Bohrung mehr als 15 Liter/sec und eine andere 85 m tiefe Bohrung mitten im Inneren der Nahe-Mulde bei Limbach ergab nur 30 Liter/min. Die Unterschiede in der Wassererschließungsmöglichkeit in den Waderner Schichten sind also recht beträchtlich.

Was von den Waderner Schichten gilt, kann man auch auf die Söterner Schichten übertragen. Auch hier haben wir im allgemeinen eine ausgesprochene Wasserarmut. Aber unter gewissen Voraussetzungen ist auch eine Wassererschließung möglich. Dazu scheinen sie die Entstehung von Quellen zu begünstigen. Eine Anzahl wurde in dieser Stufe gefaßt.

Ganz anders verhalten sich in hydrologischer Hinsicht die Tholeyer Schichten. Sie stellen eine mehrere hundert Meter mächtige Schichtenfolge vorwiegend sandiger Gesteine dar. Diese Sandsteine sind meist grobkörnig und von zahlreichen Geröllen durchsetzt, so daß sie stellenweise den Charakter eines Konglomerates annehmen. Das Bindemittel ist kaolinisch-sandig. Der Stein verwittert leicht an der Oberfläche, wird krümelig und hinterläßt einen sandigen Boden. Das Porenvolumen ist groß. Daher können die Niederschläge leicht in das Gestein eindringen und in die Tiefe versinken. Wo Sandsteine der Tholeyer Schichten anstehen, kann man auch durch Bohrungen Wasser erschließen und gewinnen. Eine große Anzahl Bohrungen wurde von mir für die Bauwerke des

Westwalls gerade in den Tholeyer Schichten angesetzt. Jedoch darf man ihre Wasserinhalt auch nicht überschätzen. Das öftere Durchsetzen von Störunge die Einschaltung von tonigen Lagen sowie die nicht gleichbleibende Schichtun sind Gründe dafür, daß die Grundwasserhorizonte keine große Ausdehnun aufweisen. Dennoch konnte für die gemeindliche Wasserversorgung eine Anzal Projekte zur Ausführung vorgeschlagen werden. In der Abb. 7 habe ich ei Profil über die Wassergewinnungsanlage bei der Johann-Adams-Mühle bei Th ley wiedergegeben. Man erkennt die alte Bohrung von etwa 28 m Tiefe und di neue von 100 m Tiefe. Beide stehen in den Tholeyer Schichten. Die Wasse führung an dieser Ansatzstelle in den Tholeyer Schichten ist deshalb besonde günstig, weil zunächst einmal das Rötel-Lager mit den es begleitenden Ton

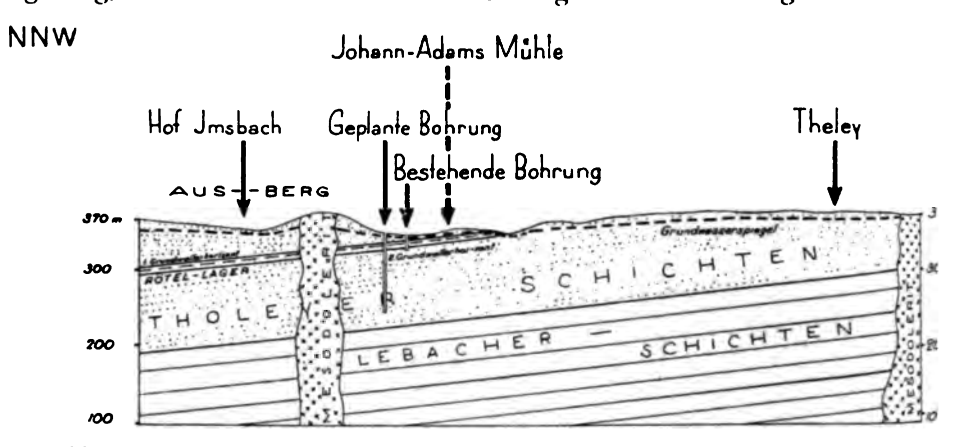


Abb. 7. Geologischer Querschnitt durch den Untergrund bei der Johann-Adams-Mühle bei Theley.

schieferlagen in nicht allzu großer Teufe durchstreicht und einen oberen Grunc wasserhorizont schafft. Weiter ist aber auch noch zu beachten, daß der Mes doleritische Gang die Grundwasserführung abschneidet. Dadurch entsteht ei gewisser Stau innerhalb der Tholeyer Schichten und das Wasser muß artesis auftreiben. Die Bohrung konnte leider nicht zu Ende geführt werden, da d Bohrmeister bei rund 30 m Tiefe in ein Intrusivlager geriet und daraufhin weg der Härte des Gesteins die Bohrung einstellen ließ. Aus diesem Grunde w wahrscheinlich schon die erste Bohrung nur 28 m tief gestoßen worden.

Eine andere gemeindliche Versorgung wurde in den Tholeyer Schicht zwischen Dörsdorf und Scheuren angelegt. In der Abb. 8, die überhöht ist, e kennt man leicht den Einfluß der vulkanischen Gesteine innerhalb des R liegenden. Sowohl die Deckenergüsse als auch die Intrusionen und Gänge sch fen immer wieder neue hydrologische Verhältnisse. Bezüglich der Wass lieferung haben aber die Bohrungen dennoch nicht enttäuscht. Zum Teil bracht sie sehr schöne Ergebnisse. Die Tiefe der Bohrungen ist jedoch beschränkt. Ei größere Teufe als 100 m halte ich nicht für notwendig, ja sogar für überflüss da die Tholeyer Schichten in dieser Tiefe fast dicht sind. Besonders ist dies d Fall, wenn das Rötel-Lager mit den begleitenden Schiefertonen eine dic Decke bildet. In diese Decke sind oft vulkanische Gesteine intrudiert, die da ihrerseits die Abdichtung noch verstärken.

Über die vulkanischen Gesteine sei ganz allgemein gesagt, daß sie hyd logisch gar nicht so uninteressant sind, wie es oft dargestellt wird. Zunä

darf ich da auf den Fall der Bohrung in den Waderner Schichten bei Wahlhausen verweisen. Dort war die 61 m tiefe Bohrung im Tal vollkommen trocken, während aber in der vulkanischen Grenzlagerdecke auf der Höhe, die hier aus einem melaphyrmandelsteinartigen Gestein besteht, reichlich Grundwasser erschlossen werden konnte. In diesem Gebiet der Grenzlagerdecke wurde früher nach Kupfererz gegraben. Der Bergbau mußte aber die Baue seinerzeit aufgeben, weil er der eindringenden Wasser nicht Herr werden konnte. Die entsprechende Abbildung wurde bereits in einer früheren Arbeit veröffentlicht.

Auch der Quarzporphyr von Nohfelden ist wasserreicher als es auf den ersten Blick erscheint. Seine Klüftigkeit, die besonders schön in dem Aufschluß an der Umgehungsstraße von Nohfelden zu sehen ist, zeigt schon seine hohe

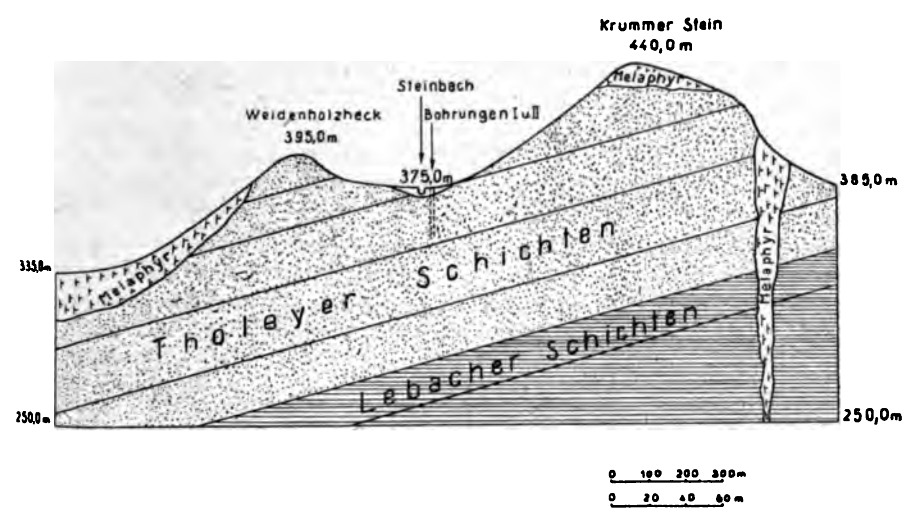


Abb. 8. Geologischer Querschnitt durch die Wasserbohrungen I und II zwischen Dörsdorf und Scheuren.

Aufnahmefähigkeit für die Niederschläge. Die starke Umwandlung des Porphyrs in kaolinisierten Porphyr ist schließlich mit darauf zurückzuführen. Mehrere Schachtbrunnen wurden in diesem kluftreichen Gestein mit Erfolg niedergebracht.

Die Lebacher Schichten scheiden für eine größere Wasserversorgungsplanung aus. Sie setzen sich in erster Linie aus undurchlässigen Sandsteinen, Sandschiefern und Schiefertonen zusammen. Für eine Einzelversorgung kann dort, wo die Sandsteine anstehen, schon einmal ein Brunnen niedergebracht werden.

Die Kuseler Schichten können mit ihren sandigen Partien hydrologisch recht wertvoll sein. Besonders in den unteren Kuseler Schichten und in der St. Wendeler Bausandsteinzone ergeben Bohrungen ganz beachtliche Wassermengen. So wurden auch für die Bauwerke des Westwalls zahlreiche Bohrungen in den Kuseler Schichten angesetzt. Sie alle haben die Erwartungen erfüllt. Ein schönes Beispiel der geologischen Erkundung konnte gerade in den Kuseler Schichten vorgeführt werden. Im Theelbachtal stehen Kuseler Schichten mit ihrer oberen Abteilung an. Das Tal wird zwischen Lebach und Bubach von zwei Verwerfungen geschnitten. Da aus den vorstehenden Ausführungen schon zu entnehmen

ist, daß die Schichten wasserführend auftreten, mußte für eine größere Wassererschließung eine Stelle auserwählt werden, wo die Verwerfungen die Schichten mit ihrem Wasser anzapfen. Daher setzte ich die Bohrungen an den in Abb. 9 eingezeichneten Stellen an. Die Bohrung wurde 100 m tief hinuntergebracht und ergibt für die Kuseler Schichten beachtliche Wassermengen. Der nachfolgende Pumpversuch am Bohrloch 1 zeigt bei 25 m Absenkung des Grundwasserspiegels eine Leistung von 8 Liter/sec. Für die Kuseler Schichten ist dies ein einmaliges Ergebnis und bisher nicht übertroffen (Abb. 10).

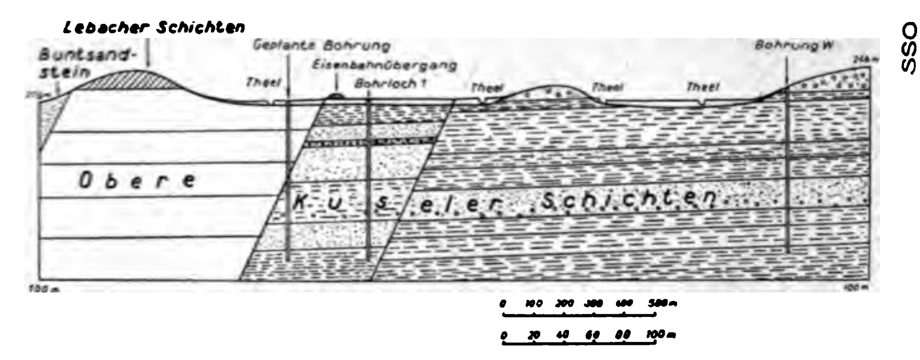


Abb. 9. Geologisches Profil durch den Untergrund zwischen Lebach und Bubach

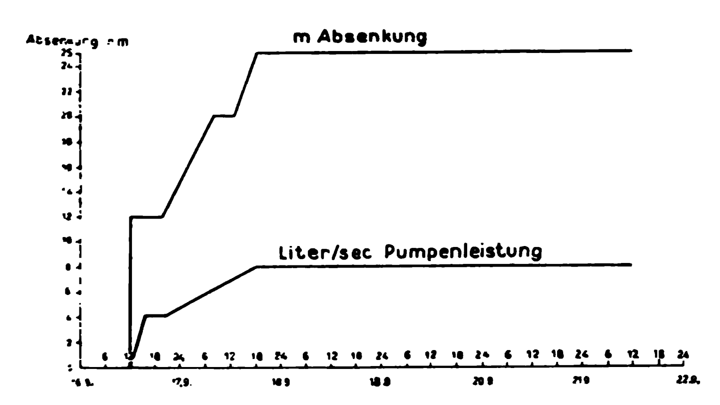


Abb. 10. Graphische Darstellung der Leistungen des Bohrloches 1 und der damit verbundenen Absenkung des Grundwasserspiegels bei Lebach und Bubach.

Für die Prims-Nahe-Mulde kann man keine generellen hydrologischen Kennzeichen herausfinden. Die lokalen Störungen mannigfaltiger Art lassen zum Beispiel den Charakter der Mulde in hydrologischer Hinsicht garnicht zur Wirkung kommen. Anstatt im Muldentiefsten oder auf den Flanken große Wassermengen erschließen zu können, ist man von Fall zu Fall auf die Beurteilung der hydrologischen Situation auf Grund der geologischen Untersuchung angewiesen. Daher haben auch gerade im Rotliegenden der Prims-Nahe-Mulde so viele Gemeinden heute noch ihre Wasserversorgung unzweckmäßig angelegt. Von den 153 Bohrungen in diesem Gebiet, die auf Grund meiner geologischen Untersuchungen angesetzt wurden, war nur die von Walhausen ergebnislos.

c) Saarbrücker Hauptsattel

Von dem Gebilde des Saarbrücker Hauptsattels haben im Rahmen dieser ersuchung nur die Schichten des Stefans Bedeutung. Die Schichten des West- sind bereits durch den Bergbau so weitgehend entwässert bzw. werden z. Z. h entwässert, daß darauf im Rahmen einer bergmännisch-wasserwirtschaft- ıen Arbeit an anderer Stelle eingegangen werden soll.

Das Stefan wird eingeleitet durch die Schichten des Stefans A. Diese aber d vorwiegend tonig-sandig bzw. reine tonige schiefrige Gesteine. Sie sind ıer hydrologisch nicht wichtig und haben nur für Einzelversorgungen bisher deutung erlangt. Hingegen hat aber das Stefan B eine größere Bedeutung.

Das Stefan B oder die mittleren Ottweiler Schichten oder auch Heusweiler ıichten genannt, sind eine Schichtenfolge vorwiegend sandiger Art. Dick- ıkige Sandsteine, dünne Schiefertonlagen, dünne Sandsteinbänke wechseln teinander in einer Schichtenfolge von fast tausend Metern Mächtigkeit ab. i einem flachen Einfallen — wir befinden uns nun auf dem Südflügel der ıms-Nahe-Mulde oder auf dem Nordflügel des Saarbrücker Hauptsattels — eichen die Schichten in großer Breite aus. Auf großer Erstreckung bleibt das ıfallen etwa bei 12° konstant. Daher können die Niederschläge gut in den ıdigen Verwitterungsboden eindringen und in den darunter anstehenden ıwach geneigten Sandsteinen versinken. Die Versickerung wird besonders be- ıstigt durch die Auflockerung der Sandsteinbänke, die in Gestalt einer ein- henden Zerklüftung bis in mehrere Meter Tiefe vor sich geht. Daher findet ın in den mittleren Ottweiler Schichten überall Wasser. Nur die Mengen sind terschiedlich. Diese Erscheinung wirkt besonders auffällig in den Ergebnissen : Bohrungen im Westen und in der Mitte des Reviers im Vergleich zu den gebnissen im Nordosten. In letzterer Gegend ist das Bindemittel so stark ıig, daß das Gestein fast als dicht angesehen werden muß. Hier wird dann · Wassererschließung zweckmäßigerweise nur auf Verwerfungen und son- ;en das Gestein auflockernde Dislokationen angesetzt. In dem Falle der Ver- gung der Gemeinde Dirmingen konnten aber auch aus einer auf einer Ver- rfungszone angesetzten 100 m tiefen Bohrung nur 1,5 Liter/sec gewonnen rden. Dieses Ergebnis war noch um vieles besser als die bis dahin dort fast lkommen ergebnislos niedergebrachten Bohrungen. Schon Leppla hat in einem tachten vom Jahre 1904 auf die besonderen Schwierigkeiten der Wasser- sorgung in diesem Teile der mittleren Ottweiler Schichten hingewiesen und die Lösung der Wasserversorgung einen mehrere hundert Meter langen ıllen längs des Illtals vorgeschlagen. Es erscheint dies, wenn man die Wasser- sorgung tatsächlich örtlich gebunden lösen will, die einzige Möglichkeit, zum folg zu kommen. Da hier die hangenden Partien der mittleren Ottweiler ıichten (Heusweiler Schichten) anstehen, scheinen nur diese die starke Ver- ıung mitgemacht zu haben. Oberhalb im Illtal in den liegenden mittleren tweiler Schichten war die Wasserversorgung von Wemmetsweiler ebenfalls f einer Verwerfungszone angesetzt worden. Die Abb. 11 stellt die geolo- chen Verhältnisse dar. Man erkennt deutlich, daß die Bohrungen auf Grund s Verlaufes der Verwerfungen angesetzt wurden. Das Tal selbst bot genügend ıglichkeiten. Auch der Wechsel von Tonschiefern, Sandstein und Konglomerat aus dem Profil zu erkennen. Wie haben sich nun die Bohrungen in ihren gebnissen untereinander verhalten und welche Mengen konnten gefördert rden? Diese Fragen zu prüfen, war besonders wichtig, weil auf diesen Boh- gen die Wasserversorgung mehrerer Gemeinden ruhen sollte. Daher wurden gehende Pumpversuche durchgeführt. Sie sind in den Schaubildern der

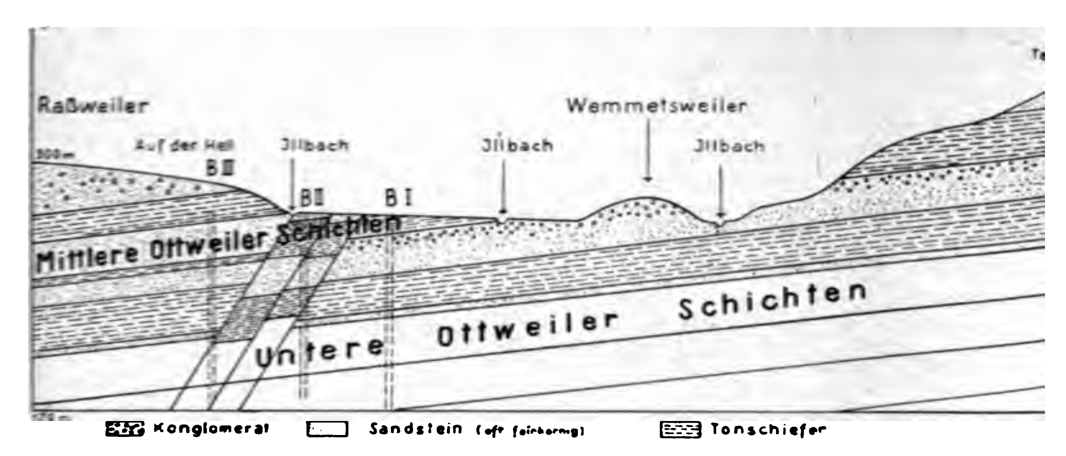


Abb. 11. Geologisches Profil durch die Wasserbohrungen bei Wemmetsweiler

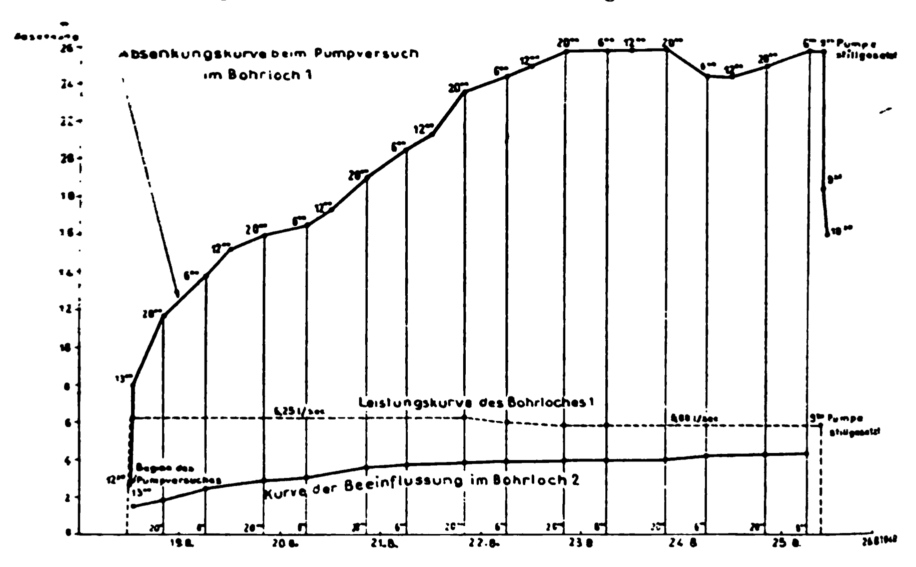


Abb. 12. Kurven der Absenkung und der Leistung beim Pumpversuch im Bohrloch 1 — Wemmetsweiler.

Abb. 12 und 13 dargestellt und zeigen einige Besonderheiten. Zunächst wurde im Bohrloch 1 auf Ruhewasserspiegel gepumpt. Dieser Ruhewasserspiegel war nach rund 4 Tagen erreicht. Er blieb dann bei rund 26 m Tiefe stehen. Bei dieser Tiefe gab das Bohrloch 5,88 Liter/sec her. Die Beeinflussung des benachbarten Bohrloches 2 zeigt die unterste Kurve. Die Absenkung geht dauernd weiter und kommt erst am 6. Tage zum Stillstand. Da sich auch hier keine weitere Änderung mehr zeigte, konnte der Pumpversuch nach 7 Tagen beendet werden. Die oberste Kurve zeigt nach Beendigung des Pumpversuches das starke Ansteigen des Wasserspiegels im Bohrloch 1. Anschließend wurde der Pumpversuch im Bohrloch 2 durchgeführt. Die Absenkungskurve bleibt fast 6 Tage lang gleich bei 26 m. Die Leistung des Bohrloches beträgt bei dieser Absenkung 3,5 Liter/sec. Bei der Beobachtung der Absenkung im Bohrloch 1 wird

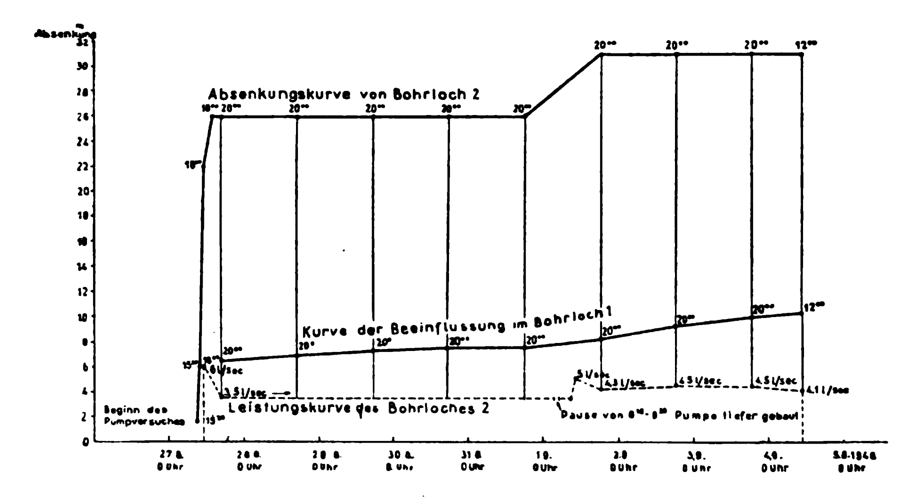


Abb. 13. Kurven der Absenkung und der Leistung beim Pumpversuch im Bohrloch 2 — Wemmetsweiler.

enfalls zu diesem Zeitpunkt Ruhe festgestellt. Die Pumpe wird nun tiefer ngehängt, so daß auf größere Absenkungen gepumpt werden kann. Bei 30 m bsenkung leistet die Pumpe jetzt 4,5 Liter/sec, aber die Kurve des Bohrloches 1 igt noch keinen Stillstand. Erst nachdem man wieder auf den ersteren Stand urückging, war das Ergebnis zufriedenstellend. Leider unterblieb bei diesen ersuchen aus Mangel an Maschinen das gleichzeitige Pumpen an beiden Bohr- ichern. Immerhin haben die beiden Pumpversuche an den Bohrlöchern den eweis erbracht, daß die in den Verwerfungszonen angesetzten Bohrungen wohl ch gegenseitig beeinflussen, aber bis zu einem gewissen Grade in ihrer Wasser- eferung selbständig bleiben. Dabei beträgt die Entfernung der beiden Bohr- icher nur rund 150 m voneinander. Ein drittes Bohrloch in der Gegend bei asswеiler traf schon zu sehr tonige Schichten an. Es wurde bei 52 m Tiefe ingestellt. Um den Beweis zu erbringen, daß kein Wasser auch bei einem eiterbohren erreicht würde, setzte man eine Torpedierung an. Nach Beendi- ung des Versuches ergab das Bohrloch wie vorher nur 0,4 Liter/sec und wurde eschlossen.

Jedenfalls haben gerade diese Bohrversuche der Gemeinde Wemmetsweiler ine eigene Wasserversorgung eingebracht und damit konnte sie sich die Unab- ängigkeit auf lange Zeit bewahren.

d) Pfälzer Mulde

Die Pfälzer Mulde stellt eine flache Synklinale der Trias dar, deren Mulden- chse von Südwesten nach Nordosten verläuft, und die sich in südwestlicher ichtung einsenkt. Die Flügel sind normal entwickelt und zeigen ein Einfallen on 3—6°. Als älteste Schichten der Mulde treten auf dem Süd- und auf dem lordflügel Glieder des Buntsandsteins auf. In der Bliesgegend legen sich arüber die Schichten des Muschelkalkes, denen jenseits der Saar in Lothringen uch die Schichten des Keupers folgen.

Die Ausbildung des Buntsandsteins an der Saar und in der Pfälzer Mulde t genügend bekannt. Auf dem Nordflügel der Pfälzer Mulde tritt in weiter erbreitung der mittlere Buntsandstein zutage. Nur in den Höhenzügen findet

sich der obere Buntsandstein. Schon morphologisch ist der mittlere Buntsandstein an den sanften Geländeformen zu erkennen. Diese sind die Folge seiner weichen und mürben Sandsteine, die von der Verwitterung verhältnismäßig leicht zerstört und abgetragen werden. Der Sandstein selbst ist meist ein mittel- bis grobkörniger Stein von gelber, roter oder auch heller Farbe. Diese Farbunterschiede sind bedingt durch die Höhe des Eisengehaltes, als Oxyd oder Hydroxyd. Vielfach ist das Eisen auch angereichert in den sogenannten „Eisenschwarten". Diese durchziehen unregelmäßig das Gestein und können sich auf kurzer senkrechter Erstreckung oft wiederholen. Vielfach sind diese auch linsenförmig geschlossen und mit entfärbtem Sand ausgefüllt. Das Bindemittel ist wechselnd. Es überwiegt jedoch Ton. Meist ist das Bindemittel aber nur schwach vertreten. Andere Komponenten, vor allem Eisen und Kieselsäure helfen mit, den Zement für das Gestein zu bilden. Auch Kalk kann als Bindemittel untergeordnet auftreten; ebenso Dolomit. Vielfach und manchenorts sind aber alle Bindemittel aus dem Gestein vollkommen gelöst. Es sind dann Schwimmsandhorizonte entstanden, von deren Mächtigkeiten man sich im allgemeinen keine rechte Vorstellung macht. So erwähnt Drumm bereits 15 m mächtige Schwimmsandhorizonte aus den Bohrungen Beedermühle I bis III als „sandiger zulaufender Boden" in 63 m Tiefe. Auch neuerdings sind in den Bohrungen für die Stadt Neunkirchen im Mutterbachtal wieder Schwimmsandhorizonte angetroffen worden. Desgleichen habe ich in der Arbeit über „Quellen und Grundwasser im Deckgebirge des Saarbrücker Steinkohlenvorkommens" genügend auf das Vorhandensein und die Bedeutung dieser Schwimmsandhorizonte für die Hydrologie hingewiesen. Ein stratigraphisches Bild des Buntsandsteins einschließlich des unteren Muschelkalkes zeigt für die Hydrologie folgende wichtige Tatsachen.

Zunächst verlaufen die Schwimmsandhorizonte vorwiegend im oberen Teil des mittleren Buntsandsteins. Sie sind stratigraphisch nicht horizontbeständig, sondern wechseln von der einen Lage in die andere über. Dabei behalten sie die Mächtigkeit nicht bei. Auf kurzer Entfernung können sie ebenso gut auskeilen wie an Stärke zunehmen. Oft folgen auch mehrere Lagen getrennt durch feste Sandsteinbänke übereinander. Auch hier gilt dasselbe. Auf größerer Erstreckung sind sie nicht zu verfolgen. Eine hydrologische Untersuchung und eine Wasserversorgung rein theoretisch auf ihrem Vorhandensein aufzubauen, wäre eine Unmöglichkeit. Ihr Vorkommen ist ausnahmslos auf die Täler beschränkt. Soweit ich in den zahlreichen Bohrungen, die ich am Westwall niederbringen lassen mußte, Buntsandstein zu durchstoßen hatte, habe ich abseits vom Untergrund der Talböden nie Schwimmsandhorizonte festgestellt. Daher scheinen diese Bildungen mit dem Verlauf der Täler übereinzustimmen. Da aber die Täler im Buntsandstein meist Störungen oder Störungszonen entlang verlaufen, können auch diese Horizonte mit der Zirkulation von sauren Wässern längs solcher Störungen zusammenhängen. Heute sind diese Schwimmsandhorizonte jedoch ideale Grundwasserspeicher. Bei ihrem außerordentlich hohen Wasserinhalt sind eine Anzahl großer Wasserwerke auf Grund ihres Vorhandenseins erst gebaut worden.

Daneben enthält aber auch der rote Sandstein beachtliche Mengen Wasser. Man kann auch diese Gesteine als wasserhöffig bezeichnen, wenngleich sie nicht solch große Mengen ergeben wie im obigen Falle. Was die Zirkulation der Wässer im Buntsandstein sehr begünstigt, ist die starke Zerklüftung der Schichtenfolge. Der Buntsandstein ist dickbankig. Seine Elastizität ist im allgemeinen sehr gering. Daher haben meist schon die geringe saxonische Tektonik und auch die tertiäre genügt, um ihn zu zerbrechen. Zahllos sind die Klüfte, die nur eine Zerreißung des Schichtenverbandes darstellen, ohne daß eine Bewegung statt-

den hat. Diese Klüfte setzen bis in große Teufen durch und können in
/asserführenden Sandsteinbänke und auch in die Schwimmsandhorizonte
keimfreies Wasser von der Tagesoberfläche her durchsickern lassen.
Veitere Grundwasser- und Quellenhorizonte sind im Oberen Buntsandstein
nden. Die Abb. 14 zeigt sehr deutlich den Quellenhorizont des Haupt-
omerates, den des Carneolkonglomerates, den des Voltziensandsteins und
ßlich den Grundwasserhorizont des unteren Muschelkalkes über dem
zletten.

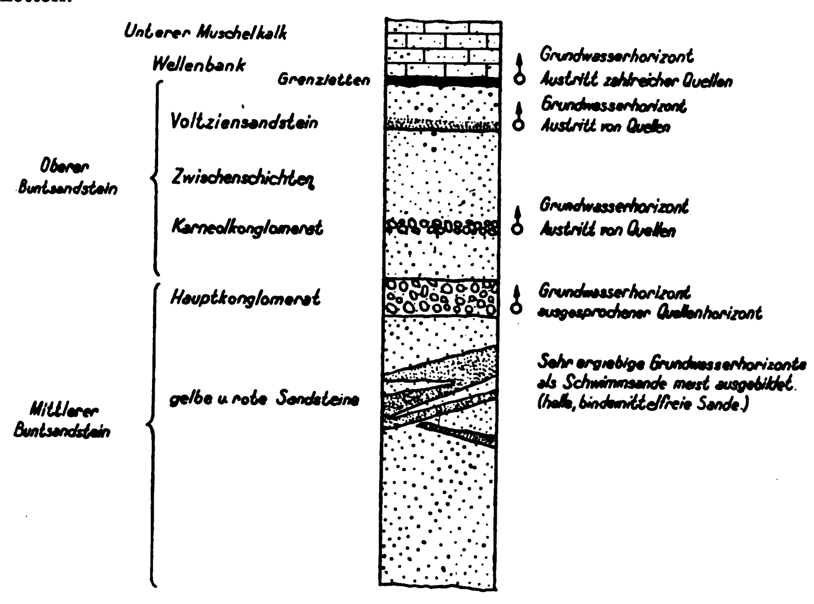


Abb. 14. Profil durch den Buntsandstein auf dem Nordflügel der Pfälzer Mulde und die vorkommenden Grundwasserhorizonte.

)ie hydrologischen Verhältnisse auf dem Nordflügel der Pfälzer-Mulde
ich bereits in der wiederholt angeführten Arbeit in großen Zügen dar-
lt. In den letzten 10 Jahren war es mir aber möglich, viele neue Einzel-
ı zusammenzutragen, um das Bild von dem hydrologischen Charakter der
: voll abzurunden. Herr Dr. Selzer, Landesgeologe bei der Geologischen
:sanstalt des Saarlandes, hat manchen Beitrag dazu geliefert und hat sich
großen Dank gesichert. Von diesen Einzeldarstellungen sind vor allem
;rundwasserverhältnisse vor Anlage der Wasserwerke im Gegensatz zu
interessant. Daneben ist aber auch die übersichtliche Darstellung all dieser
lbeobachtungen deshalb schon wichtig, weil immer noch eigenartige An-
n über die Hydrologie der Pfälzer Mulde geäußert werden. Ich will daher
:m Wasserwerk Spiesermühlental beginnen. Die Abb. 15 zeigt den Grund-
rspiegel in seiner Höhenlage vor Anlage des Wasserwerkes im Jahre 1903.
:hten wir die Bohrungen selbst, dann erkennen wir, daß bei den Boh-
n F_1 bis F_4 das Wasser artesisch austrat: Die Hydroisohypse 240 m lief
ımpwerk vorbei und umfuhr die Bohrung S I. Im Jahre 1946 verläuft um
ɘ 220 m Kurve und nicht weit südlich davon streicht die 225 m Hydroiso-
hindurch. Der glatte Verlauf der Höhenlinien im Jahre 1903 zeigt den
mmen ungestörten Grundwasserhaushalt an. Der Wasseraustritt im Tal

ist so stark, daß das Tal auf weite Strecken hin versumpft ist. Zahlreiche Qu
treten aus und mehrere Fischteiche und Weiher zieren das obere Spi
mühlental. Die stetige Steigerung des Wasserbedarfs der Saargruben und
damit verbundene Steigerung der Wassergewinnung haben eine starke
änderung des Grundwasserstandes herbeigeführt. Die Absenkungen, wie s
oben gezeigt, sind recht beträchtlich. Darüber hinaus haben sich große
kleine Absenkungstrichter gebildet. Die einen sind weit gespannt und h
flache Trichterränder (Abb. 16), die anderen sind klein und sehr steil. Sie

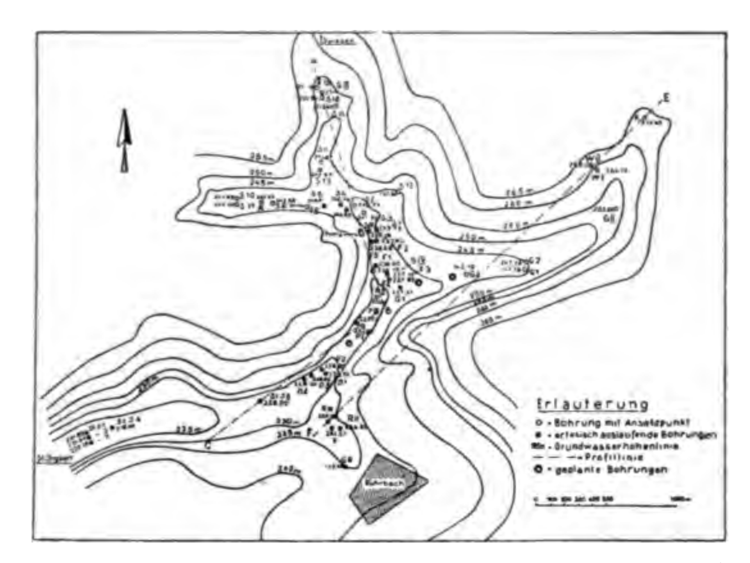


Abb. 15. Grundwasserhöhenlinien der Umgebung des Spiesermühlentals vor der Anlag
des Wasserwerkes im Jahre 1903.

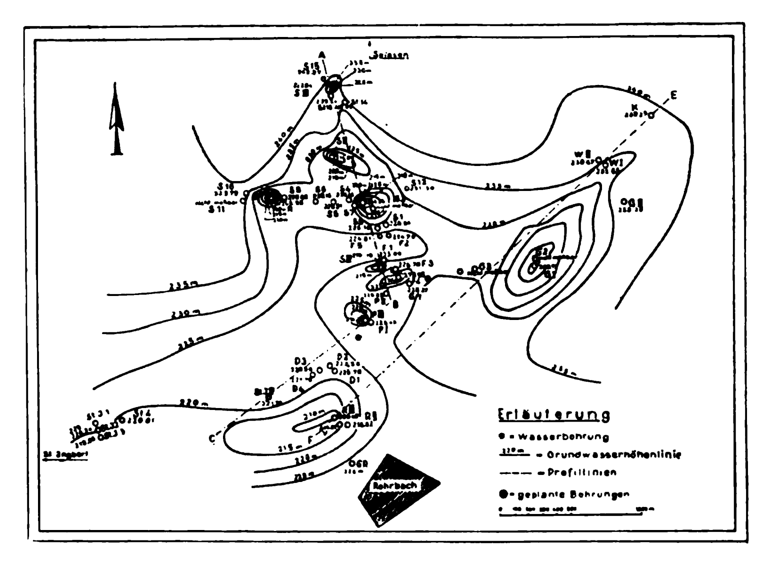


Abb. 16. Grundwasserhöhenlinien der Umgebung des Spiesermühlentals im Jahre 1'

ar stellenweise so steil, daß die Absenkung bis auf die wasserstauende Schicht untergeht, d. h. praktisch, daß das Bohrloch einfach nicht mehr Wasser her-t. Daß diese Zustände auf die Dauer nicht günstig sind, ist eine Selbst-ständlichkeit. Daher ging man daran, die Verhältnisse zu ändern und gleich-ßige Absenkungen auf große Erstreckungen zu schaffen. So wurden noch i weitere Bohrungen niedergebracht, die so angesetzt waren, daß bei Wasser-nahme aus ihnen dieselbe in anderen Bohrungen gedrosselt werden konnte. lurch ist dann auch tatsächlich das erstrebte Ziel erreicht worden. Das Bild 1946 wird heute ganz anders aussehen. Hier hat sich die geologisch-hydro-sche Beratung bestens bewährt. Bemerkenswert bleibt die große Versicke-g, die sich bei Berücksichtigung des Einzugsgebietes, der Niederschläge und entnommenen Wassermengen ergibt.

Nimmt man das Einzugsgebiet des Spiesermühlenbachtales mit 12 km² an, n ist diese Fläche eher zu groß als zu gering angenommen. Setzt man die derschlagshöhe im Durchschnitt der Jahre mit 800 mm ein, so ergeben diese len Faktoren eine Niederschlagsmenge von 9,6 Millionen m³ Wasser. Das sserwerk Spiesermühlental fördert aber aus den Bohrungen zwischen 7 und lillionen m³ jährlich. Das ist aber eine Versickerung von rund 70%. Der Zu-m von Norden her ist unterbunden, da dort Karbon gegen Buntsandstein worfen ist. Der geringe Zustrom, der von Nordosten her kommen würde, n gleich wieder als unterirdischer Abfluß eingesetzt werden. Es ergibt sich die Tatsache, daß die Versickerung hier ein anormal hohes Maß erreicht Wie Herr Dr. SELZER mitteilt, haben die Messungen des Wasserstraßenamtes r die Abflußmengen des Erbaches ebenfalls ähnliche Zahlen für die Ver-erung ergeben. Diese Zahlen kann man möglicherweise Vorausberechnungen Wassererschließungsarbeiten in den Schichten des Mittleren Buntsandsteins dem Nordflügel der Pfälzer Mulde zugrunde legen.

Wer auch den Boden der im Mittleren Buntsandstein angelegten Äcker und ler einmal genauer betrachtet, erkennt einen vollkommen aufgelockerten san-n Boden. Das Bindemittel ist kaum bemerkbar. Selbst bei nassem Boden bt kaum eine dicke Schicht am Schuh hängen, ein Zeichen dafür, daß ihm Ton fehlt. Dasselbe kann man an den Waldböden feststellen. Wenn man die sickerung während eines starken Regens einmal beobachtet, dann ist man lich überrascht davon, wieviel Niederschlag versickert. Die hohen Versicke-gszahlen sind dann durchaus verständlich.

Dasselbe gilt aber nicht für den Mittleren Buntsandstein des Südflügels der zer Mulde. Dort ist der Mittlere Buntsandstein fester und mit einem bes-n Bindemittel versehen. Die großen Wassermengen sind dort nicht so leicht gewinnen wie im obigen Falle. Vor allem fehlen die Schwimmsandhorizonte die Versickerung hat die obengenannte Größe bisher nicht erreicht. Trotz-ı ist auch im Südflügel noch viel Wasser zu erschließen.

Schließlich soll die Abb. 17 die beiden geologisch-hydrologischen Quer-nitte durch das Gebiet des Spiesermühlentales zeigen. Man erkennt die ıenlage des Grundwasserspiegels im Jahre 1903 und im Jahre 1946. Außer-ı ist die Neigung der wasserstauenden Unterlage dargestellt. Wahrscheinlich t hier unter dem Buntsandstein Rotliegendes. Die Möglichkeit, daß in den ren Partien des Spiesermühlentales noch Karbon folgt, kann nicht von der ıd gewiesen werden, da ja auch früher schon bei den Meißelbohrungen selbst PLA und andere Geologen diese oberen Schichten als zweifelhaft bezeich-n. In der Tat sind sie nicht eindeutig zu bestimmen. Ich möchte jedoch te mehr dafür sein, daß es sich um Rotliegendes handelt. Dabei ist es inter-

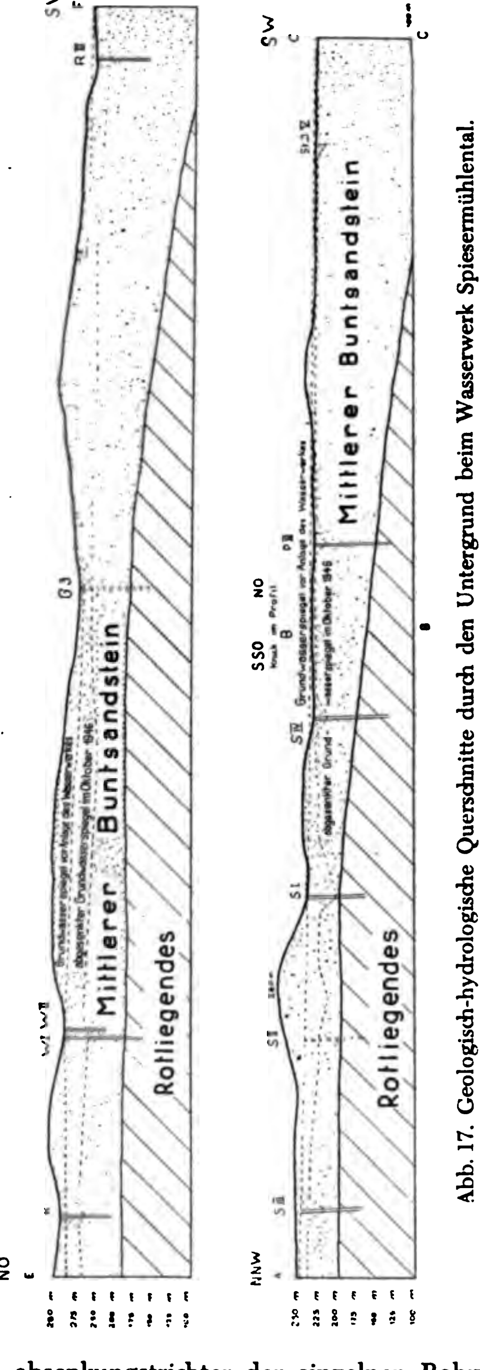


Abb. 17. Geologisch-hydrologische Querschnitte durch den Untergrund beim Wasserwerk Spiesermühlental.

essant, daß man diese wasse
Schicht sehr gut verfolgen
könnte verglichen werden
prätriadischen Landoberflä
ist die Ablagerung hier ni
oder zwei Meter, sonderr
Bohrloch Mühlental bei
50 m stark und wahrscheir
mehr. Dieser tonige Char
mich in der Annahme best
es sich tatsächlich um Ro
handelt.

Ähnliche Verhältnisse
vorigen Falle zeigt eine Re
tion der Grundwasserverhä
einem Höhenlinienplan beir
werk Rentrisch der Stadt
ken im Scheidterbachtal. Be
lage des Wasserwerkes l
ersten Bohrungen artesisch
zogen auf diese Tatsache
Grundwasserspiegel damal
laufen sein, wie es in der
dargestellt ist. Auch hier
gleichmäßige und ruhige V
Hydroisohypsen ein Zeiche
ungestörten Grundwasse
Die Abb. 17 dagegen zeigt
Eingriff in den Haushalt
steilen Absenkungstrichter.
naturgemäß bedingt durch
sernot, in der sich die St
brücken befindet. Andererse
auch die geringen Niedersc
überhaupt die ungünstiger
schlagsverhältnisse der Jahr
1949 zum Teil schuld a
Übelstand. Eine vorgesehe
terung des Wasserwerks d
Erschließung des Mühlental
Stelle, wo in der Abb. 19 di
für Wasserbohrungen sich
zeigte zunächst, daß de
wasserhöhenlinienplan gena
da der Grundwasserspiegel
angetroffen wurde in der Fo
der Linie. Damit war auch
daß um die kleinen Gru
absenkungstrichter der einzelnen Bohrungen sich ein gemeinsamer gr
stellen muß. Leider brach die Bohrung beim Pumpversuch zusamme
damit das Ergebnis für das Werk gleich Null war. Immerhin hat es abe

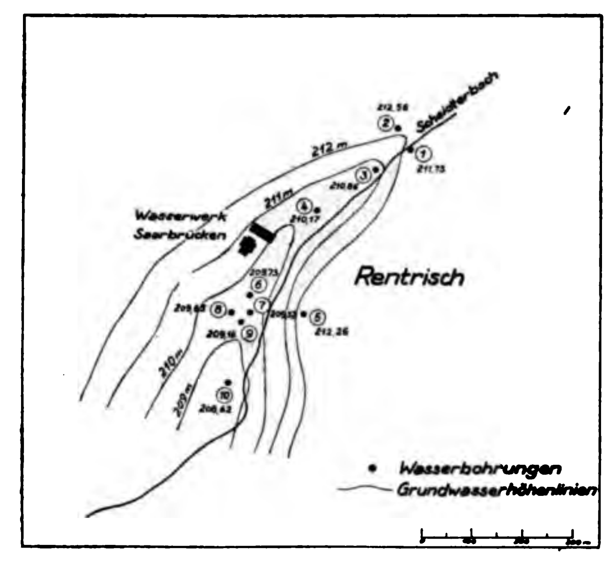


Abb. 18. Grundwasserhöhenlinien beim Wasserwerk Rentrisch der Stadt Saarbrücken.

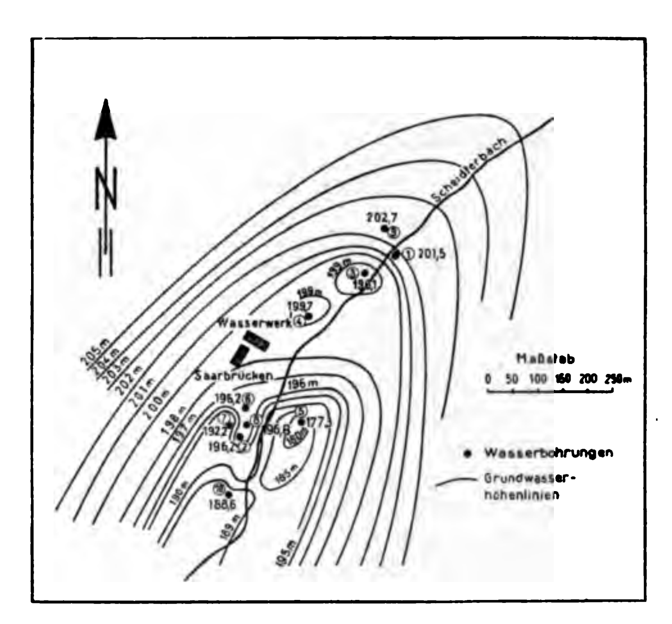


Abb. 19. Grundwasserhöhenlinien beim Wasserwerk Rentrisch im Sommer 1948.

der Grundwasserspiegel im Bohrloch Mühlental sehr schnell auf die Wasser-
ahme in den Bohrungen im Scheidterbachtal reagierte.
Faßt man diese Ergebnisse in einem größeren Übersichtsplan zusammen
bezieht das Wasserwerk Würzbachtal noch mit ein, dann ergibt sich ein
dwasserhöhenlinienplan, wie ihn Abb. 20 darstellt. In diesem Höhenlinien-
verschwinden die einzelnen Trichter der Bohrungen. Die Wirkungen der

Bohrungen der einzelnen Wasserwerke sind insgesamt dargestellt. Man
dabei leicht, wie sehr doch alle die genannten Wasserwerke und auch di
von Sulzbach und St. Ingbert und viele andere noch zusammenhängen
gemeinsamen Grundwasserstrom zehren. Das Wasserwerk Würzbacht
einen von Westen nach Osten gestreckten Trichter, während der des
werkes Rentrisch fast von Norden nach Süden verläuft. West-östlich ist

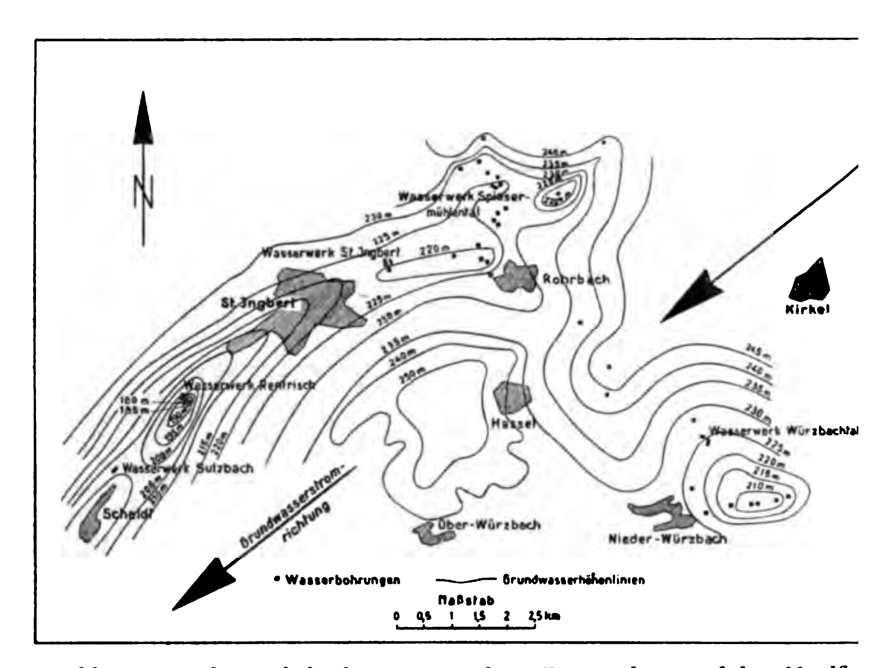


Abb. 20. Grundwasserhöhenlinien im Mittleren Buntsandstein auf dem Nordflü
der Pfälzer Mulde.

Trichter von St. Ingbert und dem unteren Teil von Spiesermühlental g
In nordost—südwestlicher Richtung dehnt sich der Trichter des oberen
mühlentals aus. Das Wasserwerk Sulzbach entwickelt im Rahmen dies
sichtsbildes keinen eigenen Trichter. Vielmehr liegt es auf einer Grun
schwelle zwischen dem Wasserwerk Rentrisch und dem weiter abwärts f
Wasserwerk Scheidt. Wo die Grundwasserhöhenlinien dicht aufeinand
ist ein steiles Gefälle vorhanden. Ein steiles Gefälle ist dann immer zu e
wenn die Wasserentnahme zu groß ist, d. h. wenn ein Mißverhältnis
Zufluß und Entnahme sich herausstellt. Dagegen zeigt ein flacher Tric
mit weiten Abständen der Hydroisohypsen bei gleicher Leistung an,
Wasserzufluß sehr groß ist. Demnach fließt das Wasser bei Spieserm
vorwiegend von Osten her zu. Bei St. Ingbert kann man sagen, daß e
von Norden als auch von Osten Wasser erhält. Rentrisch erhält das Wa
Nordosten, aber auch von Südwesten. Das Wasserwerk Würzbachtal zieh
sächlich das Wasser aus nordwestlicher Richtung ab. Wenn man nun di
tungen alle miteinander vergleicht und das Gesamtgefälle des Grun
betrachtet, dann kann man sich doch nicht der Einsicht verschließen,
Abfluß des Grundwassers in nordost—südwestlicher Richtung vor si
Gewiß tritt vom Nordflügel der Mulde auch bis zum Muldentiefsten ein

südwärts gerichtete Strömung auf, aber an dem gesamten Strombild ändert dies nichts. Es kann ja auch gar nicht anders sein. Die beiden Komponenten aus Einfallen der Schichten zum Inneren der Mulde und der Neigung der Muldenachse nach Südwesten müssen zwangsläufig eine solche Richtung ergeben. Einige weitere Untersuchungsergebnisse sollen dies noch bestätigen. Da ist zunächst die Untersuchung über die Möglichkeit der Erweiterung des Wasserwerkes der

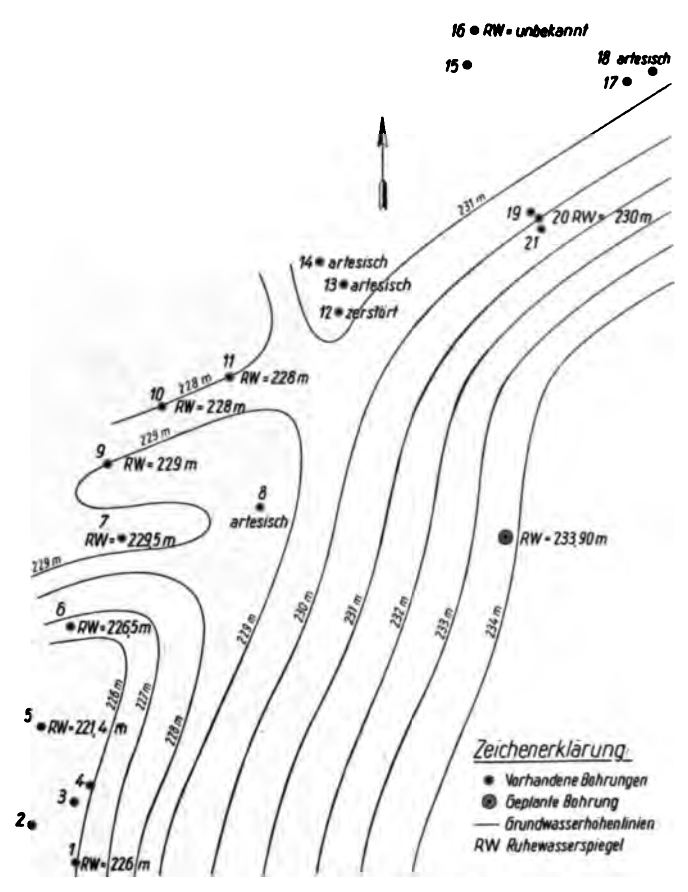


Abb. 21. Grundwasserhöhenlinienkarte von Homburg.

Stadt Homburg, die ebenfalls recht aufschlußreiche Einzelheiten bringt und damit das gewonnene Bild wesentlich ergänzt. Die neu anzusetzende Bohrung war für das Landeskrankenhaus Homburg vorgesehen und sollte nach Möglichkeit die bereits vorhandenen Bohrungen des Wasserwerkes Homburg nicht beeinflussen und ebenso sollte sie auch möglichst wenig selbst beeinflußt werden. Ein Grundwasserhöhenlinienplan ergab bald ein klares Bild über die Grundwasserstromrichtung. Der Ruhewasserspiegel wurde in der Bohrung in der erwarteten Höhe angetroffen. Dadurch wurde die fast ost—westwärts gerichtete Stromrichtung zur Tatsache. Erst im Südwesten ändert sich die Richtung und das Grundwasser strömt nach Südwesten ab. Im oberen Teil unserer Darstellung fließt das Grundwasser sogar nach Nordwesten, während es im mittleren sich

nach Westen zu bewegt. Aber diese lokalen Stromrichtungsänderungen wertvoll für die Erkenntnis der gesamten Zusammenhänge. So stellt die Al ein schönes Beispiel für die Bedeutung der genauen hydrologischen U suchung dar. Das Ergebnis der neuen Bohrung war dann auch sehr zufri stellend.

Die Planung des Wasserwerkes Limbach-Beeden für die Saargruben eine weitere Gelegenheit, die Zusammenhänge der geologisch-hydrologi Verhältnisse besonders darzutun. In der Abb. 22 sind die Absenkungsk dargestellt, die sich beim Pumpversuch im Bohrloch 8 ergaben. Man erl einen weiten Absenkungstrichter mit sehr flachem Rand, der sich in no

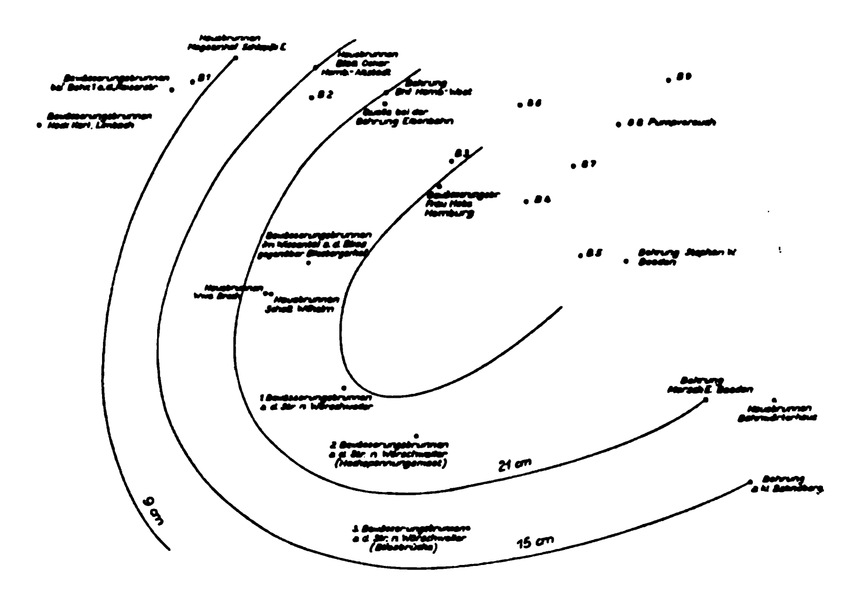


Abb. 22. Kurven der Absenkung beim Pumpversuch im Bohrloch 8 der Régie des Mines de la Sarre bei Limbach-Beeden.

licher Richtung erstreckt. Nach Nordosten zu waren leider keine weiteren B achtungsstellen vorhanden. Wenn aber nicht alles täuscht, so erhält auch d Gebiet das Grundwasser aus nordöstlicher bzw. östlicher Richtung. Diese B achtungen waren deshalb wichtig, weil das geplante Wasserwerk auf eine stung von 20 000 m^3 installiert werden soll und durch 9 Bohrungen die e derliche Wassermenge sichergestellt werden muß. —

Während wir in der Prims-Nahe-Mulde den Charakter der Mulde in hy logischer Hinsicht garnicht ausgeprägt vorfinden, ist dies in der Pfälzer M in beispielhafter Weise der Fall. Die Schichten des Nordflügels fallen mit 3 zum Inneren der Mulde hin ein. Die Muldenachse selbst neigt sich nach westen. Auf dem Südflügel fallen die Schichten ebenso ein, nur in umgeke Richtung wie auf dem Nordflügel. Alles Wasser, was auf den beiden Fl versickert, muß dem Inneren der Mulde zufließen. Zwar hat der Nordf wegen seiner günstigeren petrographischen Beschaffenheit einen größeren ferungsanteil als der Südflügel. Aber der Südflügel liefert ebenfalls beach Mengen Wasser. Nimmt man nun die Versickerungsgebiete einmal ihrer H lage nach auf dem Nordflügel und auf dem Südflügel vor, so ergibt sich s

verständlich, daß zwischen den Flanken und dem Inneren Höhenunterschiede bestehen, die mehrere hundert Meter betragen können. Die Folge davon ist, daß alles Wasser, das ins Innere der Mulde im Buntsandstein abfließt, unter einen immer größeren Druck gerät, der allein durch den piezometrischen Niveauunterschied gekennzeichnet ist. Dieser Druck macht sich beim Anfahren des Wassers in den Bohrlöchern in einem starken artesischen Auftrieb bemerkbar. Dieser Auftrieb muß zum Inneren der Mulde hin anwachsen. In der Abb. 23 ist das Wachsen des artesischen Auftriebes dargestellt. Die Zeichnung gibt die Verhältnisse in geologisch-hydrologischer Hinsicht wieder. Vom Spiesermühlental im Norden geht der Schnitt über das Würzbachtal zum Bliestal. Wir unterscheiden drei verschieden auftretende Grundwasserspiegel. Zunächst ist der freie Grundwasserspiegel zu nennen. Er lag früher beim Wasserwerk Spieser-

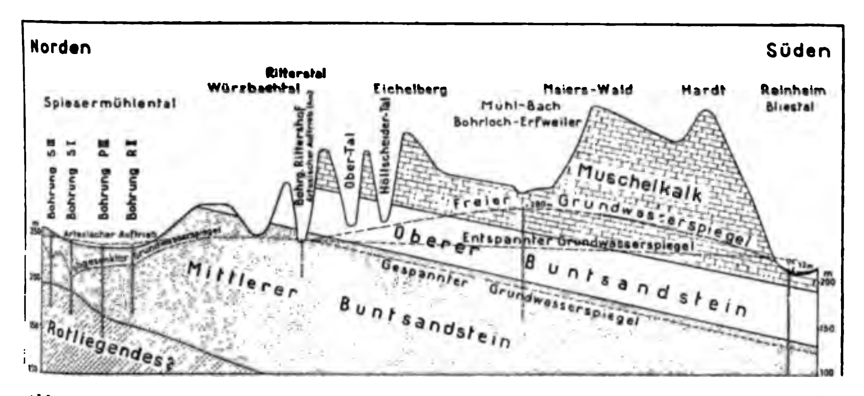


Abb. 23. Das Wachsen des artesischen Auftriebes zum Inneren der Pfälzer Mulde.

mühlental einige Meter oberhalb des Talbodens, machte dann die Unebenheiten im Ansteigen und Absinken mit und setzte durch den Oberen Buntsandstein in den Muschelkalk fort. Dabei muß ich ausdrücklich betonen, daß sich lokal über dem Grenzletten im Muschelkalk ein eigner unabhängiger Grundwasserhorizont ausbilden kann. Dasselbe würde auch für die einzelnen Horizonte des Oberen Buntsandsteins gelten müssen. Dieser freie Grundwasserspiegel wurde aber nun in dem Bohrloch Erfweiler in annähernd 280 m über N.N. angetroffen. Das Bohrloch ergab nach Drumm bei 25 m Tiefe und 1,95 m ruhendem Wasserspiegel: 0,3 Sekundenliter Dauerleistung bei 120 m Tiefe und 2,65 m ruhendem Wasserspiegel 2,5 Sekundenliter Dauerleistung bei einer Absenkung von 3,80 m. Hier drückt sich also deutlich zuerst der freie Grundwasserspiegel aus. Erst nachdem aus dem Mittleren Buntsandstein Wasser aufsteigt und sich vermischt, fällt der Wasserspiegel in diesem Falle weiter. Das Ruheniveau wäre nunmehr der entspannte Grundwasserspiegel, der in der Zeichnung als gerade Linie dargestellt ist, um nicht mit dem freien Grundwasserspiegel verwechselt zu werden. Das im zu Tage ausstreichenden Buntsandstein im Norden versickernde Wasser fließt unter dem Oberen Buntsandstein der tiefsten Lage zu. Setzt man in den Tälern Bohrungen an, so tritt das Wasser unter starkem artesischen Druck zutage. So betrug der artesische Auftrieb im Ritterstal z. B. am Rittershof 4 m und in der Bohrung Reinheim im Bliestal sogar 12 m. Was aber hier vom Nordflügel gilt, kann und muß auch vom Südflügel der Mulde gelten. Nach eigenen Beobachtungen und nach Mitteilung von der Bohrunternehmung Jakob-Söhne,

Rohrbach, sind dort artesische Druckhöhen von mehr als zehn M
Seltenheit. Dennoch aber ist der Wasserreichtum auch da nicht so gı
Verhältnisse noch klarer darstellen zu können, habe ich die Schwan
Grundwasserspiegels in der Bohrung Bliesmengen-Bolchen auf Grun
einmal dargestellt. Man erkennt die Geländeoberfläche, die als 0 m
ist. Die Lage des Grundwasserspiegels schwankt zwischen 2 und
Geländeoberfläche als freier Grundwasserspiegel im Muschelkalk
70 und 80 Metern fällt der freie Grundwasserspiegel sogar auf me

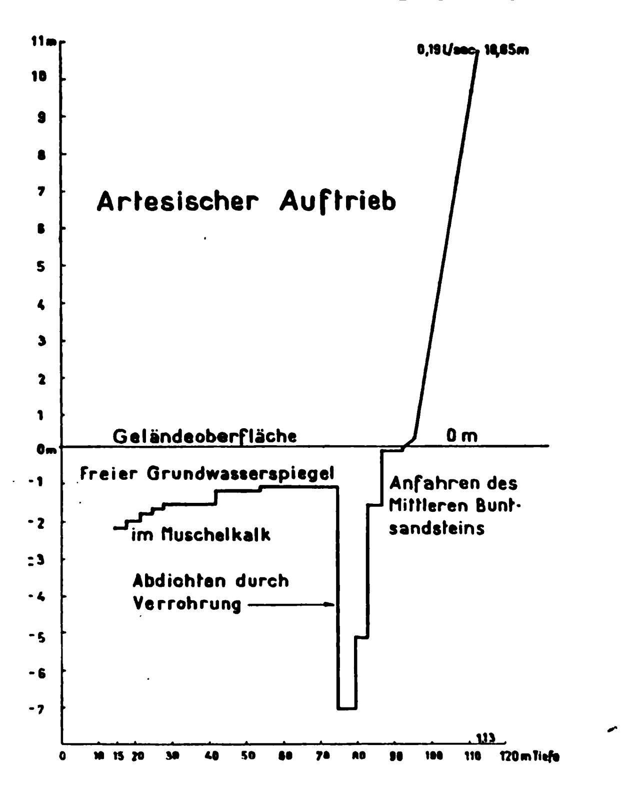


Abb. 24. Die Schwankungen des Grundwasserspiegels im Bohrloch Bliesmeng

unter Geländeoberfläche. Wir haben den Oberen Buntsandstein errei
das Wasser in den Klüften verläuft. Bei Annäherung an den Mitt
sandstein steigt jedoch der Grundwasserspiegel an. Eine Vorentspan
sich bemerkbar, die sich in drei Absätzen vollzieht. Bei 0 m steigt da
nachdem der Mittlere Buntsandstein mindestens 30 m tief durchsun
Wasser stark an. In einem Schlauch muß es 10,65 m über Gelän
aufsteigen. Dabei läuft oben aus dem Schlauch noch eine
0,19 Liter/sec heraus. Dieses klassische Beispiel für die Unterscheidu
freiem, gespanntem und entspanntem Grundwasserspiegel läßt sich
matisch vor allem für den artesischen Auftrieb darstellen. Nach

$M = 1{,}6 - \frac{h}{8}$ läßt sich auch die endgültige Höhe des artesischen Au
damit die Höhe des entspannten Grundwasserspiegels über der G

fläche errechnen. Wie die Abb. 24 und 25 in den Kurven erkennen lassen, macht die Deutung derselben keine Schwierigkeiten. Es ist das Verdienst von DRUMM, alle diese Zahlenwerte festgehalten zu haben, auf Grund derer ich diese Darstellungen geben konnte. Die Originale sind während und nach dem Kriege verloren gegangen. Ähnlich müssen die Darstellungen für den Südflügel aussehen. In photographischen Lichtbildern drückt sich der artesische Auftrieb durch eine Fontäne aus, die Tag und Nacht das Wasser aus dem Untergrund ins Freie gibt. Deshalb kann nicht eingehend genug den Wassertechnikern immer wieder ans Herz gelegt werden: „Schließt die Bohrungen!" Jeder Tropfen Wasser, der frei und ungenutzt abfließt, geht einem Wasserwerk oder sonstigem Verbraucher verloren. Dafür aber, daß das wertvolle Grundwasser, dieses Lebenselixier des Menschen, einfach frei fortlaufen soll, ist es zu schade. Deshalb haben die Saargruben schon 1936 auf mein Anraten hin jede Bohrung verschlossen und in einem

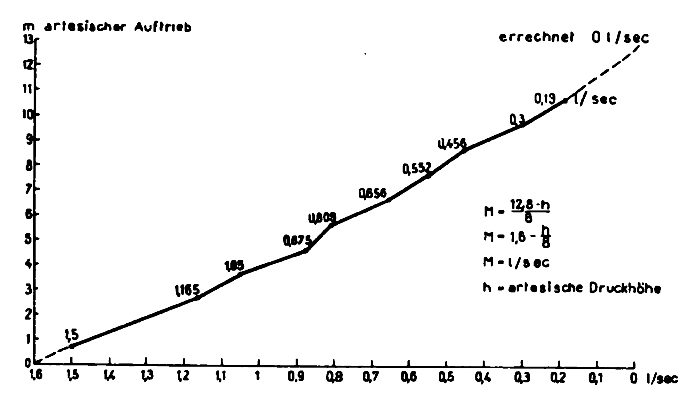


Abb. 25. Die Abhängigkeit des artesischen Auslaufes von der artesischen Druckhöhe im Bohrloch Bliesmengen-Bolchen.

Steigrohr den artesischen Auftrieb des Grundwassers fortlaufend beobachtet. Diese Beobachtungen haben den Vorteil, bei späteren Wasserentziehungsfragen und -klagen ein getreues Bild der ursprünglichen hydrologischen Verhältnisse geben zu können. Die Abb. 26 und 27 zeigen je ein unverschlossenes Bohrloch und ein verschlossenes mit aufgesetzem Steigrohr.

Der artesische Auftrieb kann eine beachtliche Rolle bei Entscheidungen über den Wasserreichtum eines Gebietes haben. Solch eine Entscheidung mußte auf Grund der geologisch-hydrologischen Untersuchungen über die Verteilung der Wassergerechtsame im Bisttal zwischen der Stadt Völklingen und den Saargruben herbeigeführt werden. Wenngleich diese Entscheidung durch Einigung auf dem Verhandlungswege hinfällig wurde, so sind doch die Merkmale dieser beiden Wassergerechtsame auch hydrologisch interessant. Das Bisttal, bereits im Warndt gelegen, also außerhalb der Pfälzer Mulde, ist ein sehr wasserreiches Gebiet. Es steht Mittlerer Buntsandstein an, der von wenigen Metern bis zu etwa 145 m Mächtigkeit anwächst. Aber er ist durchzogen von der Felsbergverwerfung, die etwa einen Verwurf von 70 m aufweist. Ein Profil befindet sich in der bereits angeführten Arbeit. SELZER hat nun auf Grund eines Basisplanes der Buntsandsteinauflagerung gezeigt, daß tatsächlich das Grundwasser nach Lothringen, wie ich es in der obengenannten Arbeit nachwies, abfließt. Er setzte auch die Einzugsgebiete der Völklinger Bohrungen und der Régie-



Abb. 26. Unverschlossenes Bohrloch mit artesischem Wasseraustritt im Grumbachtal.



Abb. 27. Verschlossen
Steigrohr im

bohrungen fest und kam zu Einzugsgebieten, die sich etwa wie 3
Die Abb. 28 enthält diese Einzugsgebiete, die Basislinien und
wichtige Linie, nämlich die Grenze des Wasserabsenkungsbereiche
gischen Gruben. Sowohl nach Selzers als auch nach meinen Fest
damit aber nicht der Einwirkungsbereich begrenzt. Der starke Wa
der Grube Kreuzwald hat es mit sich gebracht, daß inzwischen dies
weiter reicht, und zwar bis nach Sandhof und Sablonhof. Diese T
wichtig, damit schon vor Inangriffnahme der Wassergewinnung
rungen der Saargruben die Schädigung des Grundwasserhaushal
Gebiet durch Dritte festgestellt ist. Insofern stimmt also die Abb.
entspricht nicht mehr den augenblicklichen Verhältnissen. Aber bei
Wandel und dem fortwährenden Einfluß der unterirdischen Was
von Lothringen her, ist es schlechterdings nicht möglich, immer
wirklichkeitsentsprechende Darstellungen zu bringen. Eine andere
Ansprüche der beiden streitenden Parteien auf die geologisch-h
Verhältnisse abzustimmen, stellt die Abb. 29 mit ihren beiden Ku
Horizontale ist geteilt in das Gebiet der Régie des Mines de la S
der Stadt Völklingen. Die Bohrungen zeigen nun oben in der Z
der Régie, 10; 15; 2,5 und 5 Liter/sec freien Auslauf. Die Bohrun
Völklingen haben 2,8; 7; 4,66; 0,875; 2,88 Liter/sec freien Ausla
gesamte freie Auslauf beider verhält sich wie 32,5 : 13,215 Liter/
rund 5 : 3. Der artesische Auftrieb ist in der unteren Kurve enthalt
bei Addition ähnliche Werte. So haben die Bohrungen der Régie ei

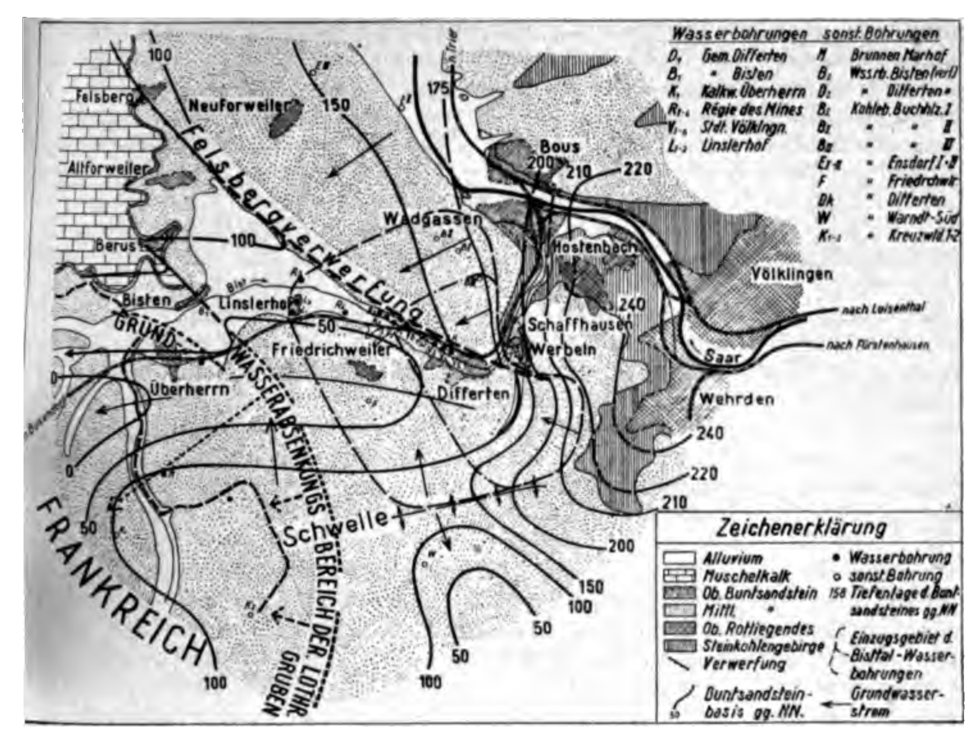


Abb. 28. Geo-hydrologische Karte der Umgebung des Bisttales (nach SELZER).

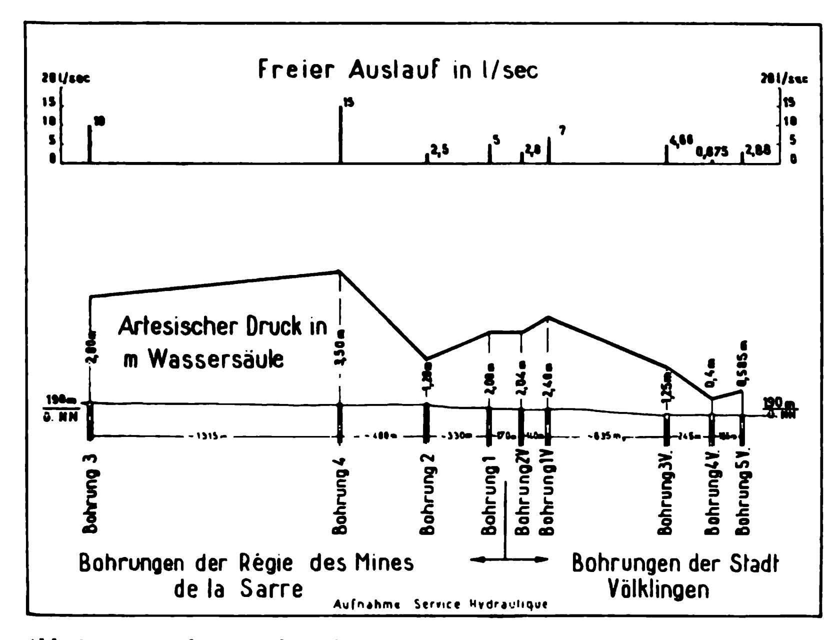


Abb. 29. Artesischer Druck und Auslauf bei den Wasserbohrungen im Bisttal.

artesischen Auftrieb von 9,40 m, dagegen die Bohrungen der Stadt Völkling
einen solchen nur von 6,675 m. Hierbei würde noch nicht ein Verhältnis von 5
herauskommen. Bedenkt man aber, daß Völklingen fünf Bohrungen und d
Régie nur vier Bohrungen anführen kann, so ergibt sich bei Verminderung d
artesischen Gesamthöhe Völklingens um $^1/_5$ ohne weiteres ein Verhältnis von 5:
Auf dieser Basis wurde dann auch schließlich die Einigung vollzogen. Es lä
sich auf Grund der hydrologischen Verhältnisse eine sichere Grundlage schaffe
auf der solche Streitfälle beigelegt werden können. In einem Gebiet, wo so vie
Wasserwerke auf engem Raume das für die Gemeinden und Industrien notwe
dige Wasser entnehmen sollen, bleiben Meinungsverschiedenheiten untereina
der nicht aus. Daher ist es notwendig, daß für eine ersprießliche Zusamme
arbeit in der Wasserwirtschaft an der Saar alle gemeinsam in einem Verba
mitwirken. Dann ist es auch möglich, das wahllose Bohren nach Wasser oh
Anmeldung zu unterbinden. Wie sehr sich der Saarländer der Wasserschwieri
keiten bewußt sein müßte, kann ihm am besten die Abb. 30 zeigen. Für d
Wasserversorgung kommt heute nur noch die Pfälzer Mulde in Betracht. S
bietet, wie oben eingehend dargestellt wurde, auch weiterhin große Möglic
keiten. Aber die Zusammendrängung der Wasserwerke in dem Raume zwisch
Homburg—St. Ingbert und Saarbrücken zwingt zu der Notwendigkeit, weite
Wasserwerke im Bliestal an der Grenze zu errichten. Hier sind zwar die Teuf
größer, aber die zu entnehmenden Wassermengen sind auch recht beachtlic
Man würde dann auch mehr das Wasser des Südflügels erschließen, an d
man wegen der Landesgrenze nicht heran kann. Weitere Wasserwerke in de
Gebiet noch zu errichten, wo auf dem Nordflügel der Buntsandstein zutage au
streicht, ist auf keinen Fall ratsam. Vor allem sei noch darauf hingewiesen, da
östlich Homburg kein großes Wasserwerk angelegt werden darf, da dies
Gebiet das Nähr- und Speisegebiet von Homburg—Zweibrücken—Limbach-
Beeden darstellt. Die Absenkung des Grundwasserspiegels in den Homburg
Bohrungen bis zu 20 cm bei den Pumpversuchen in Limbach—Beeden zei
deutlich die Zusammenhänge. Auch im Warndt und auch im benachbarten Lot
ringen im Gebiet des Lothringer Sattels ist der zutage ausstreichende Buntsan
stein hydrologisch ausgelastet. Die neue Zentrale Weiß mit ihrem groß
Wasserbedarf, das Wasserwerk Lauterbachtal, die Wasserwerke im Bisttal un
schließlich der starke Wasserentzug der lothringischen Gruben aus dem Bun
sandstein-Deckgebirge beanspruchen dieses Gebiet täglich mit rund 150 000 m
Dagegen hat der Buntsandstein, soweit er zutage ausstreicht, im Nordflügel de
Pfälzer Mulde nur etwa 110 000 m³ täglich aufzubringen. Man kann nun da
Saarland nach dem Wasserreichtum in Regionen einteilen, die schon durch ih
Bezeichnung den Wasserinhalt angeben sollen (Abb. 30).

Wenn wir wieder am Hunsrück beginnen, so können wir dieses Gebiet nac
den zu Anfang gemachten Ausführungen als „Grundwasserarme Zone" bezeic
nen. Auch das Gebiet der Prims-Nahe-Mulde mit dem Rotliegenden und de
vulkanischen Ablagerungen stellt eine „Grundwasserarme Zone" dar. In de
Gebiet des Karbonsattels haben wir in den Schichten des Stefans eine „Grun
wasserärmere Zone" vor uns, die aber von den Schichten des Westfals a
„Grundwasserärmste Zone" übertroffen wird und damit die wasserärmste Zo
des Saarlandes überhaupt darstellt. Wenn auch der größte Teil des Saarland
zum grundwasserarmen Bereich gehört, so ist es doch im Westen und Süd
von einer Zone umgeben, in der im Buntsandstein sowohl in den zu Tage a
streichenden Schichten als auch in den unter dem Muschelkalk verborgen
bedeutende Grundwassermengen in größerer Tiefe noch zu erschließen si

Und angesichts der überall zunehmenden Wasserverknappung kann ich in bezug auf das Saarland nur wiederholen, was ich bereits einmal geschrieben habe:

„Die Industrie und die Bevölkerung in der Pfalz und an der Saar bis weit nach Lothringen hinein werden täglich mit diesem Wasser zum großen Teil

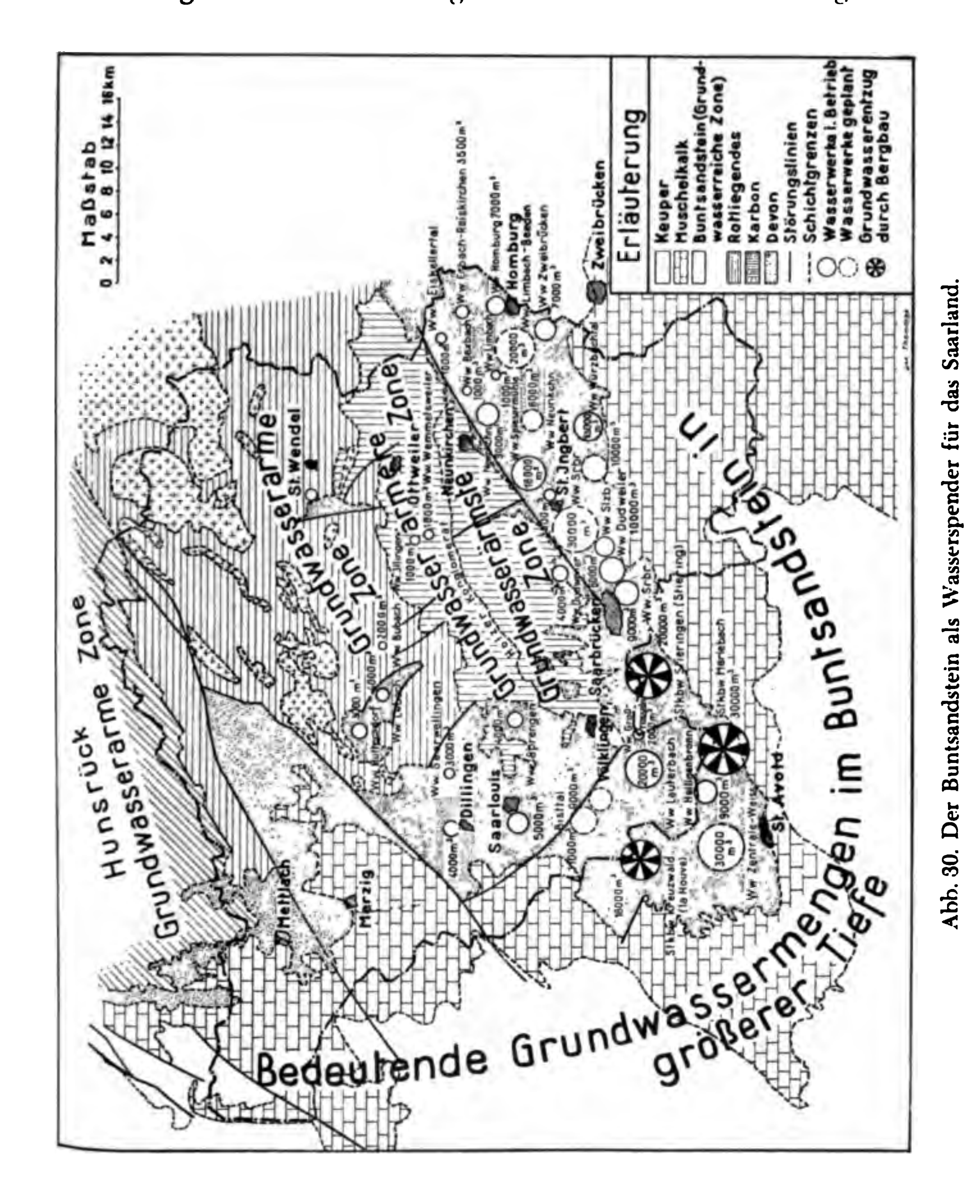


Abb. 30. Der Buntsandstein als Wasserspender für das Saarland.

versorgt. Es ist geradezu ein Geschenk der Natur, daß dieses ausgezeichnete und reiche Grundwasservorkommen dort liegt, wo Bergbau und Industrie, der Fleiß und Gewerbetrieb der Bewohner große Siedlungen mit Hunderttausenden von Menschen geschaffen haben. Eine Wasserknappheit ist bei sachgemäßer Behandlung dieses Grundwasservorkommens nicht zu befürchten."

Neben diesen Wasserversorgungsmöglichkeiten bietet der Muschelka verschiedenen Gemeinden den Einwohnern die Möglichkeit zur Einzelv gung. Einige Gemeinden haben Quellen oder auch Bohrungen im Musche an die gemeinsame Versorgung angeschlossen. Aber dies sind nur Einzel die im Laufe der Zeit aus den genügend bekannten Gründen wieder abge werden.

e) Chemische Beschaffenheit der Gewässer

Abgesehen vom Muschelkalk sind die saarländischen Wässer durchwe weich zu bezeichnen. Dies gilt sowohl von den Wässern des Devons als des Stefans und des Rotliegenden. Insbesondere trifft es aber auf die W des Buntsandsteins zu. Meine Ausführungen über die Ausbildung des Bunts steins lassen da schon gewisse Rückschlüsse zu. Im allgemeinen sind die W nach folgenden Darstellungen am besten gekennzeichnet (Abb. 31 und 32). wo sich die Bohrungen oder Wasserentnahmestellen nahe dem Muschelkalk am Muschelkalk befinden, steigt die Härte an. Das ist auch in diesen Da lungen deutlich ersichtlich. Es könnten dafür noch mehr Beispiele gebracht den. Jedoch will ich nur bemerkenswerte Fälle vorbringen, wie zum Bei den des Untergrundes von Saarbrücken.

Die Reichsbahndirektion setzte vor einigen Jahren im Gelände des H bahnhofs Saarbrücken eine Anzahl Bohrungen an, um ihre Wasserverso auf eigene Grundlage zu stellen. Die Untersuchung dieser Bohrungen, Grundwasserspiegels und des Chemismus dieser Wässer erbrachten einige sonderheiten. Bei der Profilaufnahme stellte sich heraus, daß die Buntsands auflagerung in der Bohrung 3 rund 50 m und in der Bohrung 1 etwa beträgt. Die Karbonoberfläche neigt sich von Nordosten nach Südwesten liegt nördlich des Hauptbahnhofs bei rund 160 m und am Hafen bei etwa 14 Das Profil zeigt die geologische Situation und auch den Grundwasserspi so wie er in den Bohrungen angetroffen worden ist (Abb. 33). Entsprechend läuft in einem Grundwasserhöhenlinienplan der Grundwasserstrom. Die

Gelöste Stoffe	Brunnen I mg/l	Brunnen II mg/l	Brunnen IV mg/l	Brunnen V mg/l	Beobachtungs-Brunnen II mg/l	Boh Ww. mis m
Alkalität gegen Methylorange	4,0	10,5	9,5	11	23	4
Säurebindungsvermögen	16,0	42,0	38,0	44,0	92,0	16
Kaliumpermanganat-Verbrauch	3,8	1,9	2,5	2,2	2,3	
CO_2 frei	18,7	17,6	30,8	29,7	39,8	[illegible]
CO_2 kalkangreifend	17,6	14,3	25,3	24,2	27,7	
CO_2 gebunden	8,8	23,1	20,9	24,2	50,6	[illegible]
Bikarbonatkohlensäure (berechnet)	17,6	46,2	41,8	48,4	101,2	[illegible]
Bikarbonate	24,4	64,1	58,0	67,1	140,3	[illegible]
Chloride	7,8	9,8	8,5	8,2	8,2	
Salpetrige Säure	0	0	0	0	0	
Salpetersäure geb.	+	+	+	+	+	
Ammonium	0	0	0	0	0	
Eisen Fe''	0,01	0,01	0,02	0,02	0	
Mangan Mn''	0	0	0	0	0	
Gesamthärte in DH	2,2	4,1	4,1	4,4	6,7	[illegible]
Karbonathärte in DH	1,1	2,9	2,7	3,1	6,4	[illegible]
Bleibende Härte	1,1	1,2	1,4	1,3	0,3	

Abb. 31. Chemische Analysen der Wässer aus den Bohrungen im Scheidterbachtal und im Grumbachtal.

elöste Stoffe	Bohrung 1—4	Bohrung 6	Bohrung 7	Bohrung 13—14	Bohrung 17	Bohrung 19	Bohrung 20	Bohrung 21
on	sauer	sauer	sauer	sauer	sauer	alkal.	alkal.	alkal.
. . . .	5,9	6,3	6,4	6,1	6,4	—	—	—
ium coli	0	0	0	0	0	—	—	—
ei	22,0	22,0	15,4	30,8	30,3	20,3	15,8	12,9
›b.	6,6	0,7	3,3	8,8	7,7	18	13,8	8,8
. . . .	7,8	8,5	12,6	17,5	4,5	21	15,5	12
. . . .	—	+	0	0	0	+	—	—
. . . .	+	+	29,7	+	+	—	+	—
. . . .	—	—	—	—	—	31,6	14,3	7,9
. . . .	0	0	0	0	0	0	0	0
. . . .	0,2	0,05	2,44	0,03	0,03	nicht bestimmt	nicht bestimmt	nicht bestimmt
. . . .	0	0	0,06	0	0	—	—	—
O_4 —Verbrauch .	2,5	3,3	4,1	2,2	5,3	—	—	—
ıthärte	2,8°	3,4°	3,4°	5,6°	2,52°	5,57°	3,08°	1,78°
nde Härte . . .	2°	2,3°	3°	4,5°	1,54°	3,18°	1,32°	0,65°

rkung: Nr. 1 bis Nr. 17 angefertigt vom Hygienischen Institut Saarbrücken.
Nr. 19 bis Nr. 21 von der Versuchsanstalt der Landesgewerbeanstalt Nürnberg.

32. Übersicht der chemischen Zusammensetzung der Wässer in den Bohrungen Nr. 1—21 der Wasserwerke in Homburg.

en Analysen zeigten jedoch derartig große Unterschiede von den sonst ıen Gehalten, daß die Wässer für die Lokomotivspeisung gar nicht veret werden konnten. Die Wässer konnten nur mit anderem Wasser gemischt en und stellten dann auch noch keine idealen Speisewässer für Lokomotiven Von allen gelösten Stoffen fiel zuerst der hohe Sulfatgehalt auf. Er betrug m Wasser des Bohrlochs 4 rund 410 mgr/Liter. Ein derartig anormaler war bisher im Buntsandsteinwasser noch nicht angetroffen worden. Auch ohrloch 6 der Saargruben am Hafen zeigte mit 294 mgr/Liter einen sehr ı Wert. Die Bohrung 1 hatte noch einen Sulfatgehalt von 190 mgr/Liter, ohrung der Jaenisch-Brauerei noch 100 mgr und die Asko-Bohrung immeroch 68 mgr/Liter. Ich zeichnete nunmehr einen Kurvenplan, wie er in 34 vorliegt. Es ergaben sich sehr schöne Linien gleichen Sulfatgehaltes. ls die Bohrung 2 später niedergebracht wurde, stellte sich die vollkommene gkeit des Planes heraus, da dieses erschlossene Wasser, wie zu erwarten 175 mgr/Liter Sulfate aufwies. Wenn man diese Abbildung einmal genauer htet, so erkennt man zunächst in der Nähe des Fischbaches den Streifen 00 bis 300 mgr i. Liter. Dann nimmt der Gehalt auf 200 mgr ab, und

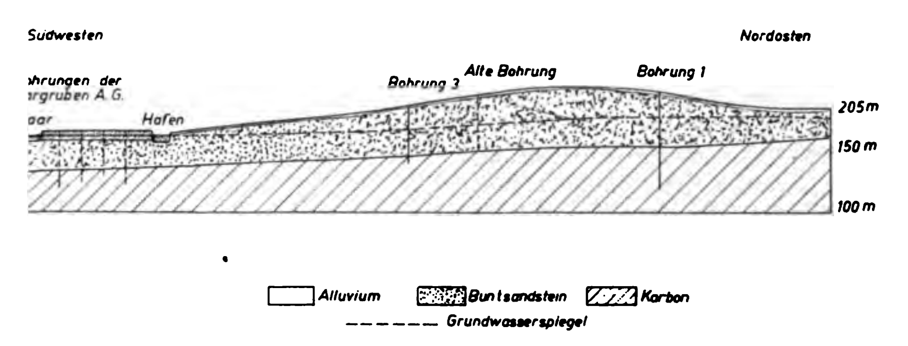


Abb. 33. Profil durch die Bohrungen der Reichsbahndirektion Saarbrücken.

schließlich finden sich in der Bohrung 3 nur 58 und in der alten Bohr
71 mgr i. Liter. Der Sulfatgehalt steigt dann wieder an und fällt langsa
Asko-Bohrung auf einen Wert von 68 mgr i. Liter. Auch diese Werte lie
hoch. Der Sulfatgehalt des Buntsandsteinwassers liegt im allgemeinen
40 mgr i. Liter. Da hier aber derart überraschend hohe Werte angetro
den, war zunächst keine Erklärung dafür zu finden. Die Erklärung,
Fischbach, der Grubenwässer ableitet, eine Durchtränkung des Gebi
genommen habe, war zuerst die naheliegendste. Es widersprach dann al

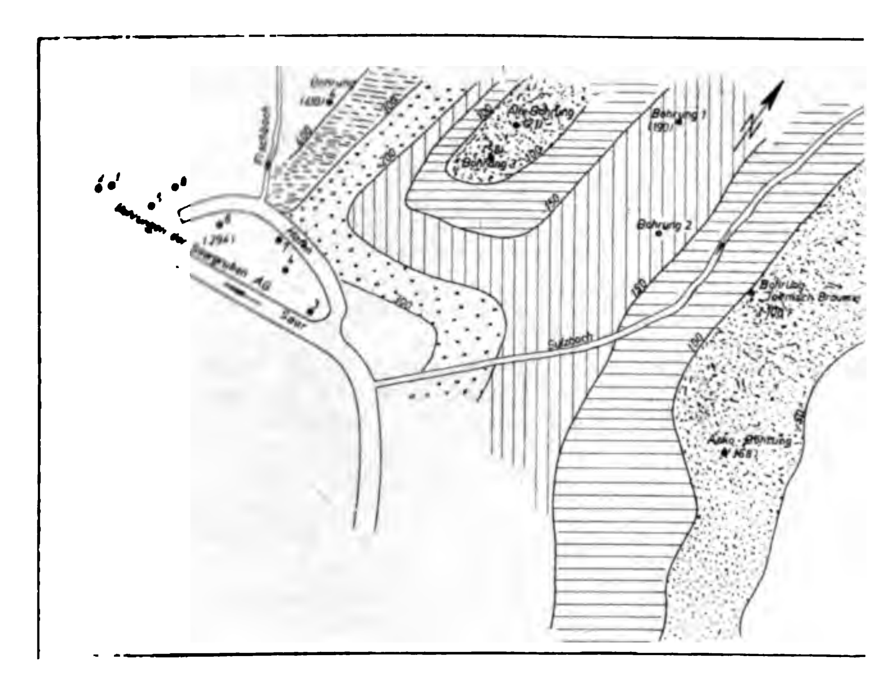


Abb. 34. Karte der Sulfatgehalte des Buntsandsteingrundwassers nördlich vo
Hauptbahnhof Saarbrücken.

der bedeutend geringere Gehalt in der Nähe des Sulzbaches, der noch
[illegible] ist, da er bedeutend mehr Grubenwasser abführt. Eine weiter
[illegible]möglichkeit lag an der Saar selbst. Auch das Saarwasser enthält Sul
es aus den Muschelkalkgebieten erhält. Es kam noch hinzu, daß das Wa
Fischbaches in den Hafen von Saarbrücken gelangt und hier fast stagni
Möglichkeit des Sulfataustausches war demnach gegeben. Sie wird auc
teil zu diesen Verhältnissen beitragen. Aber allein befriedigen konn
Erklärung nicht. Besser dürfte folgende Annahme gefallen und auch die
[illegible] sein, wenngleich dem Fischbach sicher auch ein Anteil zukommt.
haben uns am Hauptbahnhof Saarbrücken. Die Lokomotiven werden m
[illegible] beheizt. Die Rauchgase der Saarkohle enthalten aber beachtliche
Schwefeldioxyd. Dieses Schwefeldioxyd regnet jahraus, jahrein täglich
Umgebung des Hauptbahnhofs. Es wird vom versickernden Wasser gel
[illegible] in die Tiefe genommen. Daher rührt wohl längs des Gebietes des
[illegible] die 200 mgr Linie. Wenn aber nun diese Annahme stimmen
[illegible] am Fischbach ähnlich wie am Sulzbach der Sulfatgehalt n

sein. Auch dürfte dann am Hafen der Gehalt nicht mehr so hoch mit 294 mgr i. Liter dastehen. Die Erklärung für diese beiden Erscheinungen ist auch zu geben. Dort, wo der Sulfatgehalt in der Nähe des Fischbaches auf über 410 mgr i. Liter ansteigt, befindet sich der Lokomotivschuppen, in dem eine große Anzahl Lokomotiven untergebracht ist. Hier raucht es Tag und Nacht aus einer ganzen Anzahl von Lokomotivschornsteinen. Und im Hafen ist es nicht viel anders. Die mit Kohle beheizten Ladevorrichtungen und Entladeeinrichtungen zusammen mit den mit Kohle beheizten Schleppern senden bzw. sandten so viel Rauch in die Luft, daß sich das entstandene Schwefeldioxyd wie ein Regen auf den Boden legte. Daß diese Ansicht und Erklärung neben den vorher angeführten wohl die zutreffendste ist, dürfte keinem Einwohner von Saarbrücken, besonders in der Nähe des Hauptbahnhofs und des Hafens, unverständlich bleiben.

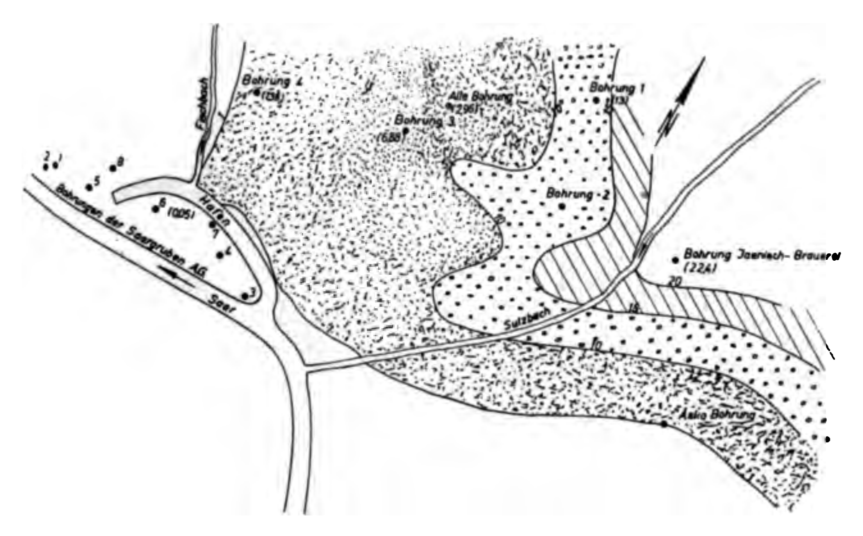


Abb. 35. Karte der Eisengehalte des Buntsandsteingrundwassers nördlich vom Hauptbahnhof Saarbrücken.

Ebenso wie der Sulfatgehalt war der Eisengehalt in den genannten Bohrungen sehr stark von der Norm abweichend festgestellt worden. Die Bohrung 6 der Saargruben am Hafen weist einen Gehalt von 0,05 mgr i. Liter auf und zeigt damit einen normalen Anteil des Eisens. Am Fischbach in der Bohrung 4 ist der Eisengehalt zwar schon bedenklich hoch für ein Lokspeisewasser, aber mit 1,38 mgr i. Liter kann man sich bei Mischung mit anderem noch helfen. Die Bohrung 3 erbringt einen Gehalt von 6,88 mgr, dagegen weist die alte Bohrung nur einen solchen von 2,96 mgr i. Liter auf. In der Bohrung 1 beträgt der Gehalt 13 mgr und in der Bohrung der Jaenisch-Brauerei steigt er auf 22,4 mgr i. Liter an, während die Asko-Bohrung wiederum nur 1 mgr i. Liter verzeichnet. Ist dieser Eisengehalt auf sekundäre Einwirkungen zurückzuführen? Wir kennen im Mittleren Buntsandstein im allgemeinen diese hohen Eisengehalte nicht. Wohl gibt es Fälle, in denen der Eisengehalt schon einmal 2 mgr i. Liter ausmacht. Aber dies sind schon Ausnahmen. Dabei steigen die Eisengehalte der Grundwasserstromrichtung entgegengesetzt an. Zur Saar hin nehmen sie ab. Man kann dabei an die Einwirkung der Saar in früheren Perioden denken und eine Auslaugung sich vorstellen. Dennoch bleibt eine Erklärung für das Ansteigen

des Gehaltes übrig. Auch die Ausbuchtung der Kurven im Sulzbachtal machen solch eine Annahme wahrscheinlich. Jedoch zeigt das Fischbachtal wiederum gar keinen Einfluß. Vielleicht kommt man bei einer räumlich größeren Untersuchung in dem anschließenden Gebiet der Lösung dieser Frage näher (Abb. 35).

Dennoch ist die chemische Beschaffenheit der Buntsandsteinwässer im allgemeinen für die Verwendung als Trink- und Gebrauchswasser gut. Der geringe Gehalt an aggressiver Kohlensäure, der auch schon einmal stärker auftritt, wird in den meisten Wasserwerken schnell gebunden, wie auch der Eisengehalt durch Enteisenungsanlagen beseitigt wird.

Schlußwort

In den vorstehenden Ausführungen habe ich den größten Teil der im Laufe der letzten Jahre gesammelten Erfahrungen über die geologisch-hydrologischen Grundlagen der Wasserversorgung zusammengefaßt dargestellt. Diese Erfahrungen beruhen auf einer Vielzahl von Untersuchungen, Arbeiten im Gelände, Kartierungen, Aufnahmen usw. In 127 Gutachten konnten diese für die Gestaltung der Wasserversorgung nutzbringend angewendet werden.

Schriften

Drumm, R.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung im Saargebiet. — Neunkirchen 1933, 52 Seiten.

— Geologische Studien und Untersuchungen der Grundwasserverhältnisse auf dem Nordwestflügel der pfälzischen Triasmulde zwischen Saarbrücken-Saargemünd und Kaiserslautern. — Mitt. d. Pollichia, Bd. 10. 1942.

Semmler, W.: Quellen u. Grundwasser im Deckgebirge des Saarbrücker Steinkohlengebirges. — Zeitschr. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Dtsch. Reich. 1940.

— Die Grundwasserverhältnisse im saar-lothringischen Raum. — Saarbrücker Bergmannskalender Jg. 72, 1944.

Grundwassererschließung für landwirtschaftliche Bewässerung in ariden Gebieten, besonders in der Hochebene von Konya, Anatolien

Mit 2 Abbildungen

Von FRIEDRICH NÖRING, Wiesbaden

Einleitung

Der Verfasser hatte Gelegenheit, seit September 1953 die Möglichkeiten ındwirtschaftlicher Bewässerung auf der Grundlage der Grundwassererschlie- ung in der Hochebene von Konya, Anatolien, zu studieren. Ihm standen die ıohrproben von 30 Bohrungen mit insgesamt 7053 fallenden Metern, die das Consortium „German Water Development Corporation", Düsseldorf, für das ürkische Ministerium für öffentliche Arbeiten ausführte, zur Verfügung. Die Bohrungen besaßen Endteufen zwischen 70 m und 409 m. Die mittlere Bohrtiefe etrug 235 m.

Schon die hohe mittlere Bohrtiefe muß den mit der Grundwassererschlie- lung in humiden Gebieten vertrauten Hydrogeologen überraschen, wo die Masse der Brunnenbohrungen 100 m Tiefe nicht überschreitet und eine größere Tiefe als 300 m wegen der erwarteten Wassertemperatur gemieden wird. Tat- ächlich bieten die Bewässerungsbrunnen in ariden Gebieten einige hydrogeo- ogische Besonderheiten, deren Schilderung Zweck der Ausführungen, die an- äßlich der Monatsversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 24. Februar 1955 in Wiesbaden vorgetragen wurden, ist.

Bedeutung der ariden Gebiete

Als „arid" ist ein Gebiet zu bezeichnen, wo die mittlere Verdunstung den nittleren Niederschlag übersteigt. Die ariden Gebiete umfassen, allerdings unter Einschluß der humiden Anteile der Gebiete ohne Meeresabfluß, 55 Millio- en km² der 149 Millionen km² bedeckenden Landflächen der Erde, also 37%. Eine Karte der ariden Gebiete gab WUNDT (1953, Abb. 4 auf S. 7). Die Inten- vierung der Nahrungserzeugung in diesen wenig besiedelten, in besonders iden Teilen nur Nomadenwirtschaft zulassenden Gebieten ist eine große Auf- be. Frankreich in seinem nordafrikanischen Besitz, die USA, Israel und viele dere Staaten haben in der Gegenwart Hervorragendes in der Bewässerung der Gebiete geleistet.

Grundwassererschließung

Grundwassererschließung in ariden Gebieten setzt selbstverständlich Grund- sserneubildung voraus, sollen die Grundvorräte nicht erschöpft werden. Nutz- e Grundwasserabflüsse sind vorhanden, wenn eine der folgenden Bedin- ıgen erfüllt ist: Abfluß von Grundwasser aus humiden Gebieten in aride, . von niederschlagsreichen Gebirgen in niederschlagsarme Ebenen oder Nie- ungen; schnelles Eindringen des Niederschlagswassers oder des Wassers eines

Oberflächengewässers in Tiefen, die der Boden- und Pflanzenverdunstung entrückt sind, z. B. in Karstgebieten, in Schuttkegeln und in anderen stark durchlässigen Gesteinen; episodisches oder periodisches Auftreten ausreichender Niederschläge oder oberflächlicher Zuflüsse, von denen zwar ein Teil verdunstet, ein Teil auch im Sickerwasserbereich festgehalten wird, dennoch aber ein Teil bis zum Grundwasser hinabdringt. Im letztgenannten Fall ist die Gefahr der Versalzung besonders groß, da mit dem Eindringen des Wassers die durch Verwitterung und Verdunstung kapillar aufsteigenden Wassers gebildeten Salze der Oberfläche und des Sickerwasserbereichs in das Grundwasser eingespült werden.

Vorteil der Platzwahl

Aus vorstehendem ergibt sich, daß als besonders grundwasserhöffig solche aride Gebiete ausgewählt werden können, die geographisch in der Nähe niederschlagsreicherer Gebirge liegen oder aber eine geringe Retention im Sickerwasserbereich (Raum zwischen Erd- und Grundwasseroberfläche) aus geologischen Gründen aufweisen. Die Auswahl der günstigsten Stellen ist notwendig, da jede Überschlagsrechnung zum Wasserhaushalt deutlich macht, daß ohnehin nur Bruchteile der ariden Gebiete in intensive landwirtschaftliche Kultur genommen werden können. Die übrigen Voraussetzungen für das Pflanzengedeihen, Licht und Wärme, stehen im Überfluß zur Verfügung, geeignete Böden sind meist ausreichend zu finden. Infolge der dünnen Besiedlung der ariden Gebiete besteht im Gegensatz zu den dicht besiedelten Gebieten der Vorteil, daß der Platz der Erschließung ohne Erschwerung durch Vorhandensein zivilisatorischer Einrichtungen, rein nach hydrogeologischen und pedologischen Gesichtspunkten, ausgewählt werden kann.

Erschließungsziel

Die erforderliche Menge an Bewässerungswasser hängt von der Bewässerungsmethode, der Dauer der Vegetationsperiode, dem in dieser Zeit fallenden Niederschlag, der durch Wasserdampfsättigung, Temperatur und Bewegung der Luft bedingten Verdunstung, der Kulturart, der Beschaffenheit des Bodens und dem Salzgehalt des Grundwassers ab und ist daher recht verschieden. Dennoch sei zur Bildung einer richtigen Vorstellung über die Größenordnung für den der Materie Fernstehenden gesagt, daß an vielen Stellen arider Gebiete mit etwa 1 l/s · ha = 8640 $m^3/d \cdot km^2$ bewässert werden muß. Das ist eine weit größere Menge, als sie eine mitteleuropäische Großstadt zu ihrer Wasserversorgung benötigt. Die Stadt Frankfurt a. M. z. B. mit 195 km^2 Fläche benötigt als Sommerspitze rund 1000 $m^3/d \cdot km^2$, also weniger als den achten Teil einer Kulturfläche im ariden Gebiet! (Zum Beispiel der Stadt Frankfurt ist zu sagen, daß zwar Teile des Stadtgebietes unbesiedelt sind. Umgekehrt ist in der Verbrauchszahl die Wasserabgabe an etwa 12 Landgemeinden enthalten.) Es liegt also die schwierige hydrogeologische Aufgabe vor, in naturgegeben grundwasserarmen Gebieten große Grundwassermengen nachzuweisen. Sie ist an vielen Stellen der Erde gelungen.

Bedeutung der tiefen Stockwerke

Als Häufigkeitsregel kann behauptet werden, daß ein oberflächennahes Grundwasserstockwerk sein Einzugsgebiet mehr in der Nähe, ein tiefes Grundwasserstockwerk mehr in der Ferne besitzt. Die tiefen Grundwasserstockwerke versprechen den hydraulischen Kontakt mit Einzugsgebieten in niederschlagsreicheren Gebirgen, außerdem in chemischer Hinsicht Freiheit von Minerali-

sation aus der durch das aride Klima hervorgerufenen Bodenversalzung. (Daß Salzvorkommen des tieferen Untergrundes das Grundwasser jedes Stockwerks beeinträchtigen können, betrifft nicht diese grundsätzliche Aussage.) Daher ist es für Wassererschließungen in ariden Gebieten typisch, daß große Tiefen gewählt werden. Selbst die Tiefe von 1000 m wurde überschritten. Die physikalisch unhaltbare Ansicht, unterhalb des Meeresspiegels bestehe infolge „Vorflutmangel" keine Grundwasserbewegung, hat zeitweise den Fortschritt gehemmt, ist heute aber überwunden. Ein weiterer Grund für die Aufsuchung großer Tiefen ergibt sich aus der geologischen Tatsache, daß sich die geologische Formation der höheren Gebirge oft in der Tiefe unter den intramontanen Ebenen als Grundgebirge erwarten läßt.

Bedeutung der Kalkgebirge

In erdweiter Schau gesehen, liegt darin eine besondere Gunst der ariden Gebiete, daß sie auf weite Strecken mit dem alpinen Faltengürtel zusammenfallen. Die nordamerikanischen Gebiete liegen nahe dem Felsengebirge, die südamerikanischen den Anden, die nordafrikanischen (nur im nordwestlichen Teil) dem Atlas, das vorderasiatisch-iranisch-afghanische Gebiet dem Gebirgszug Taurus—Hindukusch. Die Gunst besteht darin, daß die Gebirge des alpinen Orogens nicht nur morphologisch große Höhen erreichen mit höheren Niederschlägen und geringerer Verdunstung, sondern daß in ihnen Kalkstein- (und Dolomit-) Formationen verbreitet sind, vielfach sogar, wie im Taurus, vorherrschen. So empfangen sie bei geringerer Verdunstung höhere Niederschläge und entziehen zudem dank ihrer Verkarstung der Verdunstung und dem oberflächlichen Abfluß weit größere Niederschlagsanteile, als dies bei nichtauflösungsfähigen Formationen der Fall ist. Der entzogene Anteil kommt dem unterirdischen Abfluß, dem Grundwasser, zugute. Die Kalkformationen setzen sich oft unter den niederschlagsarmen Niederungen fort. Ihr unterirdisches Wasser kann erbohrt werden. Sie stellen riesige, natürliche Wasserleitungen in die Trockengebiete dar. (Die Ausführungen gelten naturgemäß auch für Kalkformationen außerhalb des alpinen Orogens.) Da die Wasserbewegung im Kalkgebirge häufig mehr in Form von Adern als im gesamten Gebirgsquerschnitt erfolgt, müssen Bohrungen tief genug vorgesehen werden, um die Wahrscheinlichkeit des Antreffens einer oder mehrerer wasserdurchströmter Kavernen zu erhöhen (Abb. 1).

Aufgabe der Hydrogeologie

Trotz der bisher behandelten Besonderheiten besteht in der Tätigkeit des Hydrogeologen im ariden Gebiet kein grundsätzlicher Unterschied zu dem im humiden Gebiet. In beiden Fällen ist seine Aufgabe, mittels geologischer Methoden Einzugsgebiet und Wanderweg des Grundwassers festzustellen, mittels hydrologischer Methoden die Neubildungsmenge zu ermitteln und für die Gewinnung die Ausgleichsspeicherfähigkeit der Grundwasserleiter für wechselnde Zuflußmengen, das Vorliegen nach oben abdichtender Schichten und die für Durchlässigkeit und Gewinnungstiefe günstigsten Strukturen zu erforschen.

Boden und Wassermenge

Für künstliche Bewässerung sind Böden mit tiefem, durchlässigem Bodenprofil, guter Wasserinfiltrationsmöglichkeit, gutem Luftaustausch, guter Wasser- und Nährstoffhaltung erwünscht. Böden mit Verdichtungshorizonten (B-Hori-

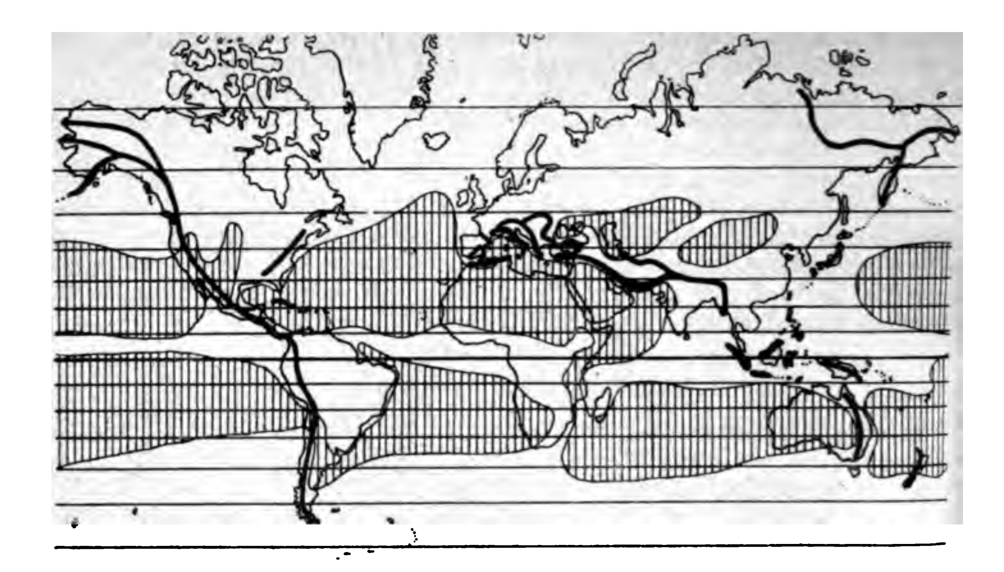


Abb. 1. Die ariden Gebiete der Erde. Karte der Erde mit Ausschluß der Polargebiete in Mercator-Projektion. Senkrecht schraffierte Flächen: aride Gebiete nach WUNDT. Dicke Linien: Faltengebirge der alpidischen und variszischen Orogenese (Auswahl).

zonten), in denen die Durchlässigkeit 5500fach geringer festgestellt wurde. erschweren die in ariden Gebieten erforderliche Wegschwemmung der schädlichen Salze. Jedes Grundwasser enthält nämlich bekanntlich Salze. Wasser von chemisch reiner, destillierter Beschaffenheit kommt in der Natur nicht vor. Infolgedessen hat das Bewässerungswasser in ariden Gebieten, wo der natürliche Niederschlag eine geringe Rolle spielt, zwei Funktionen zu erfüllen. Es muß der Pflanze das notwendige Wasser zum Pflanzenaufbau und zur Transpiration zur Verfügung stellen und gleichzeitig die von der Pflanze nicht verbrauchten Salze zum Grundwasser, das von einem oberflächlichen Vorfluter aufgenommen wird, wegtransportieren. Außerdem darf es nie mehr Salze enthalten als der Wurzelzone der Pflanze zuträglich ist. Ein willkürlich gewähltes Beispiel möge das erläutern: Ein zur Verfügung stehendes Grundwasser enthalte 1 g/l eines der Pflanze nicht dienlichen Salzes. Eine Konzentration von 2 g/l im Bodenwasser der Wurzelzone sei tragbar. Das auf- oder eingebrachte Wasser darf also nur zu $^1/_2$ von der Pflanze verbraucht werden, damit es nicht die tragbare Grenze der Konzentration überschreitet. Also muß die zweifache Wassermenge gegeben werden, von der $^1/_2$ der Pflanze zugute kommt und $^1/_2$ zum Grundwasser abgeführt wird. Hätte das zur Verfügung stehende Grundwasser 0,1 g des Salze[s], so könnten 19 Teile von der Pflanze verbraucht werden, während 1 Teil z[ur] Salzausschwemmung benötigt würde. Das zum Unterlieger gelangende Wass[er] wird immer salzreicher, und tatsächlich sind Fälle bekannt, wo mehr Wass[er] zur Entsalzung als zur Ernte benötigt wird. Über den maximalen Salzgehal[t], mit dem das ablaufende Wasser eines Bewässerungsgebietes mit Rücksicht au[f] die Unterlieger belastet sein darf, sind in den USA gesetzliche Regelunge[n] getroffen worden (STAFFORD & HUBERTY 1951).

Gleichzeitig ergibt sich aus den Ausführungen, daß Bewässerung ohn[e] Vorflut auf die Dauer nicht durchführbar ist. So scheiden z. B. mangels Vorflu[t]

1 Dränungsmöglichkeit die größten Teile der Konya-Ebene für Bewässerung ;. Die Ebene stellt die trockengefallene, fast horizontale Bodenfläche eines ·istozänen Binnensees dar.

Hydrogeologie der Konya-Ebene

Die 7600 km² große, fast ebene und gänzlich meeresabflußlose Ebene wird 'on Gebirgszügen umrandet, die bis zu 3488 m Meereshöhe erreichen (Aydos Dag). Die oberflächliche Wasserscheide kommt bis auf 50 km an das Mittelmeer heran. Welche Wassermengen dem Niederschlagsgebiet der Konya-Ebene unterirdisch durch Abfluß zum Mittelmeer verlorengehen, ist noch nicht ermittelt.



Abb. 2. Das Konya-Becken in Anatolien

Sie scheinen nicht sehr bedeutend zu sein. Von den Flüssen, die von den Ran(gebirgen her in die Konya-Ebene strömen, ist der bedeutendste der Carsamb der den Beysehir- und Sugla-See durchströmt und, bevor er bei Cumra zı Bewässerung verwandt wurde, in Morästen der Ebene verdunstete (Abb. 2).

Die Ebene liegt 975—1010 m über dem Meer. Die Bohrungen ergabe eine große Mächtigkeit des Quartärs und des jungen Neogens. Paläontologis(ist die Grenze zwischen beiden Formationen nicht gesichert. Sie mag sich lith(logisch durch eine Farbnüance ausdrücken. Während die roten Mergel in d(Tiefe tertiären Alters sein mögen, kann man die braunen Mergel der höhere Schichten dem Quartär zurechnen. Nach dieser Grenzziehung erreicht das Qua tär Mächtigkeiten bis über 50 m. Die Rekonstruktion der Paläogeographie ergib daß von Westen kommende Flüsse (bei Konya) die roten Verwitterungserde des Gebirges abgeschwemmt und, vermischt mit Kalksteindetritus aller Kor größen, als Mergel oder Geröllmergel sedimentiert haben. In stilleren Buchte kam es zur Ausscheidung von Kalkablagerungen. Geröll- und Kalksteinlage: desgleichen die roten und braunen Farben der Mergel, werden nach Osten h durch graue Mergel mehr und mehr ersetzt. Als gute Grundwasserleiter erwiese sich die Kalkbänke und die tonarmen Gerölleinschaltungen. Alle bis jetzt g machten Beobachtungen sprechen dafür, daß das Grundwasser dem 120 k nordöstlich Konya gelegenen Großen Salzsee zustrebt, wo es verdunstet.

Die Sedimente der Ebene erinnern sehr an das Rotliegende der Saarsenl oder an die oberoligozänen Niederrödemer Schichten, der tektonische Aufba des Beckens an den des Rheintalgrabens.

Als Bewässerungsgebiete kommen die zentralen Teile der Ebene mange Vorflut kaum in Betracht. Hingegen sind die dem Taurus angelehnten, wes lichen, morphologisch eine Stufentreppe bildenden Randstaffeln der Grabe senke als Bewässerungsgebiete geeignet. Einige hundert km² können hier a ertragsarmer Steppe in fruchtbare Gärten mit Hilfe von Bewässerung aus de Grundwasser umgewandelt werden.

Schriften

CAGLAR, KERIM ÖMER: Recherches sur les propriétés chimiques des eaux souterrains de Turquie. Programme de la zone aride. — 2. Actes du colloque d'Ankara sur l'hydrogéolo; de la zone aride, S. 30—41, Nevers-Paris (UNESCO) 1953.

HÜGL, THEODOR: Hydrogeologische Beobachtungen in Anatolien. — Eclogae geol. Helv., 46. (1953), S. 239—247, Bern 1954.

JOHNSTON INTERNATIONAL: Report to the Governement of Turkey on Groundwater Develo ment for Irrigation in Turkey. — 118 S., Denkschrift der JOHNSTON INTERNATIONAL, Divisi of JOHNSTON Pump Company, Los Angeles, Juli 1949.

KARATEKIN, NAZMI: Hydrological research in the Middle East. — Arid Zone Program, 1, Revie of research on arid zone hydrology, S. 78—95, Paris (UNESCO) 1953.

NÖRING, FRIEDRICH: Die regionale Paläogeographie und Tektonik als Hilfsmittel beim Aı suchen von Grundwasservorkommen. — Roemeriana, 1, S. 195—208, Clausthal-Zellerf(1954.

STAFFORD, H. M., & HUBERTY, M. R.: Soil characteristics and salinity in relation to irrigati and drainage. — Water Resources. Proc. U.N. Scient. Conf. on the conserv. and utiliz. resources 17. 8. bis 6. 9. 1949, Lake Succes, 4, S. 357—362, New York (UN., Dep. of (affairs) 1951.

TOPKAYA, MEHMET: Recherches hydrogéologiques en Anatolie Centrale et différents types sondages suggérés. — Bull. soc. géol. Turquie, S. 52—62. Ankara 1953.

— Recherches hydrogéologiques en Anatolie Centrale et différents types de sondag possibles. — Programme de la zone aride. 2. Actes du colloque d'Ankara sur l'hydı géologie la zone aride, S. 199—205, Nevers-Paris 1953.

WUNDT, WALTER: Gewässerkunde. — 320 S., Berlin, Göttingen und Heidelberg (Spring(Verlag) 1953.

EXKURSIONEN

anläßlich der Frühjahrstagung unserer Gesellschaft
Wiesbaden 1954

Führung zu den Mineralquellen Wiesbadens

am 28. Mai 1954

Berichterstattung: F. MICHELS

Unter der geologischen Führung von F. MICHELS (vgl. S. 113 dieses Bandes) und der technischen Führung durch die Herren des Städt. Tiefbauamtes und der Städt. Bäderverwaltung Wiesbaden, vor allen Dingen durch Herrn MAHLKE, wurden die Anlagen des Faulbrunnens, des Schützenhofbrunnens, der Adlerquelle und des Kochbrunnens gezeigt. Durch das Städt. Tiefbauamt war in sehr entgegenkommender Weise die Besichtigung der Bohrarbeiten an der Adlerquelle ermöglicht sowie die Möglichkeit gegeben, die Bohrproben, insbesondere der Bohrung der Kleinen Adlerquelle, zu besichtigen.

Im Anschluß an die Besichtigung fand ein Tee-Empfang der Städt. Kur- und Bäderverwaltung der Stadt Wiesbaden in der Brunnenkolonnade statt, bei dem Herr Kurdirektor MEINECKE seiner Freude Ausdruck gab, daß die Geologen als Erforscher der Geologie der Mineralquellen ihr so großes Interesse für Wiesbaden zeigten. Gerade im Hinblick auf die Arbeiten an der Adlerquelle betonte er die so erfreuliche und erfolgreiche Zusammenarbeit zwischen Bäderverwaltung, Technik und Wissenschaft.

Am Abend dieses Tages konnten zahlreiche Teilnehmer der Tagung durch die freundliche Einladung der Intendantur der Hessischen Staatstheater Wiesbaden die Oper „Aus einem Totenhaus" von L. Janacek besuchen.

Exkursion (B) zu den Anlagen der Wasserwerke Wiesbaden

am 29. Mai 1954

Führung und Berichterstattung: F. MICHELS (Geologie) und F. W. VOGEL (Direktor des Städt. Wasserwerks Wiesbaden für den technischen Teil)

Besichtigt wurden:

1. Schläferskopf- und Kreuzstollen nebst Rohrschutzanlagen,
2. das Grundwasserwerk Wiesbaden-Schierstein (Rheinwasserversickerung in Sedimentations- und Infiltrationsbecken),
3. Flußwasser-Aufbereitungswerk Biebrich (direkte Verarbeitung von Rheinwasser zu Trinkwasser).

1. Schläferskopf- und Kreuzstollen nebst Rohrschutzanlagen.

4 Tiefstollen von insgesamt 11 442 m Länge erschließen in dem durchfahrenen Gebirge unzählige wasserführende Spalten und Klüfte des Taunusquarzits zwecks Gewinnung hochwertigen Trinkwassers in großen Tiefen. Die eingebauten Verschlüsse ermöglichen, Spalt- und Kluftwasser im Gebirge, besonders in den beiden Quarzitzügen, aufzuspeichern. Bei größtem Stau können hin-

ter den Stollenverschlüssen mehr als 2 Millionen cbm Wasser in den Spalten un Klüften des Gesteins aufgespeichert werden. Das mittlere Gesamtlieferung vermögen der 4 Tiefstollen beläuft sich auf rund 12 000 Tages-cbm.

Das Wasser ist aggressiv und muß mit Rücksicht darauf entsäuert werde Dies geschieht in sogenannten Rohrschutzanlagen unter Zusatz von Kalkhydra Bei den Wassergewinnungsanlagen fehlt jede ungünstige Beeinflussung vo außen. Es handelt sich um ein steriles Gebirgsgrundwasser, welches infolge gu filtrierenden Materials und längerer Aufenthaltsdauer in den Klüften des Ge birges einem echten Grundwasser gleichwertig ist.

Vgl. hierzu F. MICHELS: Trinkwassergewinnung (insbesondere durch Stollen im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge (Taunus). — Z. Dtsch. Geol. Ges Bd. 85, für 1933, S. 530—539, ferner F. W. VOGEL: Die Tiefstollen der Stadt werke Wiesbaden AG. — Z. Bohrtechnik-Brunnenbau, H. 10, 1951.

2. Grundwasserwerk Wiesbaden-Schierstein (Rheinwasserversickerung in Sedimentations- und Infiltrationsbecken)

Erzeugung künstlichen Grundwassers.

Flußwasser wird biologisch gereinigt und infiltriert. Das zur Infiltratio gelangende Wasser wird außerhalb der Verschmutzungszone der Rheinsohl entnommen und durch eine Rohrleitung von 700 mm NW mit Hilfe eines Pump werkes nach einer Meßkammer gefördert. Von hier fließt das Rohwasser übe ein Sedimentierbecken nach den Infiltrationsbecken. Das Wasser versickert un speist die Entnahmebrunnenreihe. Gleichzeitig wird hiermit erreicht, daß ufe filtriertes Wasser nicht in den Untergrund eindringt. Das gewonnene Wass wird entsäuert, enteisent und entmangant.

Das Werk befindet sich zur Zeit im Um- und Ausbau. Ein Spitzenwasse werk mit einem Lieferungsvermögen von 10 000 cbm täglich konnte am 12. M 1954 dem Betrieb übergeben werden. Zur Erhöhung der Lieferfähigkeit de Entnahmebrunnen ist geplant, chemisch-mechanisch aufbereitetes Wasser ber seitig mittels Brunnen zu infiltrieren.

Das mittlere Lieferungsvermögen des Werkes beläuft sich zur Zeit au 15 000—18 000 Tages-cbm bzw. in der Spitzenleistung auf 25 000—28 000 Ta ges-cbm. Im Endzustand wird ein mittleres Lieferungsvermögen von 40 000 cbm und eine Spitzenleistung von 60 000 cbm angestrebt.

Vgl. hierzu CHR. BÜCHER: Erfahrungen im Betrieb der Wiesbadener An lagen zur Erzeugung künstlichen Grundwassers. — Z. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 2 1933, S. 602—611.

3. Flußwasser-Aufbereitungswerk Biebrich (direkte Verarbeitung von Rheinwasser zu Trinkwasser)

Erzeugung von Trinkwasser.

Flußwasser wird chemisch-mechanisch innerhalb von 4 Stunden in Trink wasser umgewandelt.

Das der Strommitte entnommene Rohwasser gelangt über Grobrechen un Dükerleitung nach einer Brunnenanlage und wird von hier aus in die m Rührwerken ausgestatteten Koagulationsbecken gedrückt, nachdem ihm vorh zwecks Sterilisierung Chlor zugegeben wurde. Beim Eintritt in die Mischer wi Eisenchlorid zugesetzt, durch dessen chemische Eigenschaften die im Wass gelösten und ungelösten Verunreinigungen mit dem Eisen Verbindungen ei

gehen bzw. zu Flocken zusammenballen. Hierdurch wird das Wasser aggressiv und erhält daher Kalkhydratzusatz. Eine Entschmackung wird durch Zugabe von Hydraffin erreicht. In den Absetzbecken verbleibt das Wasser 2½ Stunden und gelangt dann auf offene Schnellfilter, wo im Bedarfsfalle nochmals Hydraffin zugegeben wird.

Nach zusätzlicher Chlorung fließt das fertige Wasser in den Saugbehälter, um nunmehr nach einer insgesamt 4stündigen Behandlung in das Netz eingespeist zu werden.

Das mittlere Lieferungsvermögen dieses Werkes beträgt rund 8000 Tagescbm. Die Leistungsfähigkeit geht bei niedriger Rheinwasserführung infolge erhöhten Verschmutzungsgrades und auch in den Wintermonaten unter Umständen stark zurück.

Vgl. Dr.-Ing. IWANOWSKI: Apparative Gestaltung der Flußwasseraufbereitung und ihre Durchführung. — „Vom Wasser." Ein Jahrbuch für Wasserchemie und Wasserreinigungstechnik, Bd. 18, 1950/51, S. 220—225. Chemie-Verlag, Weinheim/Bergstraße.

Exkursion (A) zu den Wasserversorgungsanlagen der Stadt Frankfurt a. M.
am 29. Mai 1954

Führung und Berichterstattung: F. NÖRING

Frankfurt und die Hydrogeologie

Die Deutsche Geologische Gesellschaft hat seit dem Jahre 1928 Frühjahrstagungen, die Themen der angewandten Geologie behandeln, eingerichtet. Die 6. Frühjahrstagung fand unter dem Verhandlungsthema „Grundwasser und Mineralquellen" im Mai 1933 in Frankfurt a. M. statt, die 17. Frühjahrstagung im Mai 1954 mit dem Verhandlungsthema „Hydrogeologie" in Wiesbaden. (In der Zwischenzeit fand lediglich eine Sondertagung der Gesellschaft mit Vorträgen über Grundwasser am 14. September 1951 in Essen statt.)

Zwei Gründe sind für das Interesse der Deutschen Geologischen Gesellschaft am Rhein-Main-Gebiet maßgeblich. Der eine Grund liegt in der gegebenen Vielfalt des geologischen Untergrundes in einem hydrogeologisch gut erforschten Gebiet. Am Saume des Rhein-Main-Gebietes treten eine große Zahl verschiedenartiger Mineralquellen zutage. Aber auch die Erforschung des süßen, für Trinkwasserzwecke geeigneten Grundwassers ist zwangsläufig gut vorangetrieben worden, bietet es doch die Lebensgrundlage für etwa 2 Millionen Einwohner zwischen Aschaffenburg und Mainz, die das Gebiet hinsichtlich der Bevölkerungsballung nach dem Ruhrgebiet, dem Niederrheingebiet und Hamburg zum dichtest bevölkerten Gebiet der Bundesrepublik machen.

Bei der Erschließung des Grundwassers im Untermaingebiet hatten Geologen seit jeher maßgeblichen Anteil. Der Frankfurter Arzt und Geologe VOLGER hat für die Stadt Frankfurt eines der ersten Pumpwerke, das Pumpwerk am Riederspieß, im Jahre 1865 errichtet. VOLGER war der Vater der Kondensationstheorie. Vermutlich ist es seinem Einfluß zuzuschreiben, daß als eine der ersten Institutionen der Physikalische Verein zu Frankfurt a. M. Grundwasserspiegelbeobachtungen in den Jahren 1869—1912 durchführte und in seinen Jahresberichten veröffentlichte. Der Geologe BÜCKING nahm seit 1873 die Blätter Bieber und Wiesen-Lohrhaupten auf, auf denen die Stadt Frankfurt zahlreiche Quellen faßte, die seit dem Jahre 1875 der Stadt Frankfurt Wasser spenden. Der Geologe LEPPLA begann im Jahre 1902 mit der Kartierung von Blatt Hochheim, im Jahre 1905 mit der Kartierung von Blatt Frankfurt-West. Er war an

der Planung des Wasserwerks Praunheim II beteiligt, und seinem Rat ist di Anlage des großen Frankfurter Pumpwerkes Hattersheim mit einer Jahresförderung von 12 Millionen m³ zu danken. Der engen Zusammenarbeit mit den Frankfurter Wasserwerken kam zugute, daß LEPPLA als preußischer Landesgeologe seinen Wohnsitz in Wiesbaden, also nahe seinem Arbeitsgebiet, hatte, wo er auch 1924 starb. Seit der Errichtung des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung im Jahre 1946 in Wiesbaden besteht laufend Fühlung seiner Geologen mit den Stadtwerken Frankfurt, die zu schönen Erfolgen führte (ELLER 1953, S. 262).

Umgekehrt verdankt die Hydrogeologie den Frankfurter Wasserwerken viele Neuaufschlüsse und Impulse, es sei nur an die grundlegenden Versuche zur Flußwasserinfiltration von SCHEELHAASE, die bei der zunehmenden Verwendung von Infiltrationswasser große Bedeutung haben, erinnert.

Exkursionsweg

Eine Exkursion zu Wasserwerken zeigt — im Gegensatz zu den üblichen geologischen Exkursionen — in der Regel keine Aufschlüsse. Jedoch vermittelt sie einen Eindruck in die Morphologie der Landschaft und führt dank der örtlich an den Wasserwerken gegebenen Erläuterungen zu einer einprägsamen Vorstellung der Grundwasserverhältnisse.

Die Exkursion führte von Wiesbaden, das, wie durch Autobuslautsprecher erläutert wurde, auf einer tertiären Hochscholle liegt, auf die Autobahn, die zwischen Wandersmann und Mönchhof, mit einer Geländestufe zusammenfallend, bei Bad Weilbach die große Westrandverwerfung des Oberrheintalgrabens überschreitet. Eine Kette von Mineralwasservorkommen zieht der Verwerfung entlang vom Hof Hohenaue bei Trebur über den Ostteil von Rüsselsheim nach Bad Weilbach, wo eine starke Schwefelquelle früher Kurbetrieb ermöglichte und eine andere Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Quelle dem Mineralwasserbetrieb Cezanne die Grundlage bietet. Die Pumpwerke Mönchhof, Hinkelstein (mit Lysimeteranlage) und Hattersheim I (mit Verdüsungs-Entsäuerung) der Stadtwerke Frankfurt wurden nacheinander aufgesucht. Die Herren Oberbaurat KARL STADAGER, Dipl.-Ing. ROLAND KANY, Bauamtmann WILHELM ELLER und Ingenieur KARL DREYER gaben dankenswerte Erläuterungen.

Wasserwerk Mönchhof, 1950 erbaut (Blatt 5916 Hochheim [Raunheim], geol. von LEPPLA und STEUER, Berlin 1922), betreibt an der Bundesstraße 43 zwischen km 12 und 13, etwa 91 m über N.N., zwei Brunnen von 60 m Tiefe, die bei etwa 5 m Absenkung des in etwa 5 m Tiefe liegenden Ruhewasserspiegels zusammen 15 000 m³/d erbringen. Das Pleistozän, durch Fichtelgebirgslydite gekennzeichnet, reicht bis 15,60 m bzw. 18,20 m Tiefe, worunter bis zur Endteufe oberpliozäne Kiese und Sande mit geringmächtigen Toneinschaltungen folgen [1]).

Wasserwerk Hinkelstein, 1890/93 errichtet (Blatt 5917 Kelsterbach [Schwanheim], geol. von C. KOCH, Berlin 1882, und in Neuaufnahme von KLEMM, Darmstadt 1901), besteht aus einer gut 2 km langen, aus 72 Brunnen bestehenden Brunnenreihe in SSW—NNO-Richtung, bei einer Geländehöhe von 106—111 m über N.N. Um das im Ruhezustand etwa 91 m über N.N. gelegene Grundwasser gemeinsam saugen zu können, sind die Brunnenköpfe in einen begehbaren Stollen gelegt. Die Tagesleistung beträgt 18 000 m³. Die Brunnen

[1]) Während des Drucks, 1955, fand der Berichterstatter Fichtelgebirgslydit auch in der bei 37 m Tiefe in Versuchsbohrung 2039 endenden Kiesschicht.

d bis 30 m tief. Unter etwa 10—15 m Pleistozän folgt sandig-kiesiges Oberozän mit einzelnen Tonschichten. Das Werk liegt auf der Kelsterbacher :rrasse.

Wasserwerk Hattersheim, erbaut 1904/09 (Hattersheim I mit } Brunnen), erweitert 1931/32 (3 Brunnen), 1936 (Hattersheim II, 3 Brunnen) nd 1952 (Hattersheim III, 5 Brunnen), erstreckt sich von einem Punkt 2 km ordöstlich des Ortskerns von Flörsheim (Blatt 5916 Hochheim) bis zu einem unkt 1,5 km südwestlich des Ortskerns von Frankfurt-Sindlingen (Blatt 5917 :elsterbach). Die beiden Punkte liegen 6,5 km auseinander. Das Gesamtwerk eistet im Mittel 33 000 m^3/Tag und in der Spitze 60 000 m^3/Tag. Das Gelände iegt 88—96 m über N.N., der Ruhewasserspiegel 85—88 m. Unter 10—15 m 'leistozän folgen bis mindestens 100 m Tiefe Kiese und Sande des Oberpliozäns nit einzelnen Toneinlagerungen.

Geologische Verhältnisse

Die bedeutendsten Grundwasserentnahmen des Untermaingebietes sind an ie großen Sand- und Kiesmächtigkeiten des Pleistozäns und Oberpliozäns des ördlichen Oberrheintalgrabens gebunden. Der Oberrheintalgraben besitzt seine Vestgrenze an einer rheinisch verlaufenden Verwerfung, die die Rotliegend-.orste von Nierstein und von Hofheim im Osten begrenzt. Nördlich des Mains ommt die Verwerfung auch morphologisch zum Ausdruck, einen Höhenunterchied der aus Oligozän und Miozän aufgebauten Hügel westlich Weilbach mit twa 120—140 m Meereshöhe zum Gebiet von Hattersheim mit 90—100 m Aeereshöhe hervorrufend. Südlich des Mains ist die Verwerfung morphologisch icht erkennbar, doch verrät sie sich durch die schwefelwasserstoff- und kochalzhaltigen Mineralwässer, die auf einer rheinischen Linie an den Orten Bad Veilbach, Flörsheim, Rüsselsheim (Ostteil), Hof Hohen-Aue gegenüber Nackeneim zutage treten. Dicht östlich dieser Verwerfungslinie liegt das Wasserwerk Iof Schönau der Stadtwerke Mainz (Blatt 6016 Groß-Gerau). Es ist nicht aus-;eschlossen, daß der Schwefelwasserstoffgehalt des dortigen Grundwassers den n der Verwerfung aufsteigenden Wässern entstammt. Auf Grundwassermeßohren (also nicht etwa Brunnen) wurde hier durch den Verfasser eine Sinterchicht aus Kalziumkarbonat und Schwefelkies festgestellt, die beim Aufbringen 'on Salzsäure lebhaft Schwefelwasserstoff freigab. Die östliche Grenze des)berrheintalgrabens bildet das Rotliegende des Sprendlinger Horstes. Die Vererfung begrenzt weiter nördlich im Westen die Miozänhügel des Frankfurter itadtteils Sachsenhausen und der Stadt Frankfurt. Das pleistozäne Akkumulaionsgebiet überschreitet den Main nicht nach Norden. Anscheinend fällt der Main zwischen Flörsheim und Okriftel mit der Grenze der großen pleistozänen Mächtigkeiten zusammen. Als Pleistozän werden die Kiese angesehen, die im Verbreitungsgebiet der Mainablagerungen echte Fichtelgebirgslydite führen, die ich, im Gegensatz zu anderen Lyditen, durch eine starke Gangquarzdurchrümerung auszeichnen oder Kalkgehalt aufweisen. Als Oberpliozän werden die Kiese angesehen, denen die beiden genannten Merkmale fehlen. So reichen bei len Brunnenbohrungen am Wasserwerk Hattersheim III die pleistozänen Kiese is maximal 15 m, meist nur bis 8 m Tiefe. Hingegen wurden wenig südlich uf der linken Mainseite bei einer Bohrung für das Lederwerk Ihm in Rauneim im Jahre 1949 kalkhaltige Schichten bis zu 61,0 m Tiefe festgestellt. Bei)hrungen am Wasserwerk Hof Schönau im Jahre 1950 reichte der Kalkgehalt s zur Endtiefe von 95,50 m.

Das oberpliozäne Akkumulationsgebiet überschreitet den Main, doch zerschlägt sich hier der Oberrheintalgraben. Ein westlicher Graben zieht in rheinischer Richtung auf den Taunusrand bei Oberliederbach und Niederhofheim zu. Er findet, möglicherweise unter Richtungsänderung nach NNW, seine Fortsetzung in der bereits im Schiefergebirge quer zum Gebirgsstreichen gelegenen Grabeneinsenkung der Tiefscholle von Hornau. Östlich von Niederhofheim springt von der im Schiefergebirge gelegenen Feldberg-Pferdskopf-Hochscholle eine Hochscholle von Miozän in den Oberrheintalgraben vor. Sie wird durch die Orte Bad Soden, Frankfurt-Sindlingen, Eschborn, Kalbach begrenzt. Östlich dieser Hochscholle liegt ein zweiter Ast der Fortsetzung des Oberrheintalgrabens, der sich durch erhöhte Mächtigkeiten des Pliozäns auszeichnet und mit dem erstgenannten Ast südlich Frankfurt-Sindlingen vereinigt. Doch findet auch dieser Ast, in dem die Frankfurter Wasserwerke Praunheim I, II und III stehen, bald sein Nordende, nämlich bei Frankfurt-Bonamés. Auf diesen Ort läuft die große Ostverwerfung des Oberrheintalgrabens zu. Im unmittelbar nördlich anschließenden Gebiet der Wetterau ist Pliozän von mehr als einigen Metern Mächtigkeit nicht bekannt. Der Oberrheintalgraben des Pleistozäns überschreitet also nicht den Main, der des Oberpliozäns nur um eine kurze Strecke (etwa 11 km).

Im einzelnen ist der Oberrheintalgraben weiter gegliedert. Eine Scholle bildet wohl die Kelsterbacher Terrasse, die sich um 10—20 m über ihre Umgebung erhebt. Sie besitzt nur geringe Pleistozänmächtigkeiten, die 10 m kaum überschreiten, jedoch mächtiges Oberpliozän. Mutmaßlich fällt ihr Westrand mit einer Verwerfung zusammen, die sich bei Zwingenberg vom Kristallinen Odenwald loslöst und in eggischer Richtung auf den Main westlich Kelsterbach zuläuft. Innerhalb der Kelsterbacher Hochscholle nimmt die Pliozänmächtigkeit von Osten nach Westen zu. Als sichere Basis des Oberpliozäns kann die Basaltdecke des Untermaingebietes angesehen werden. Diese kommt im Park Louisa bei 110 m Meereshöhe zutage, wurde am Pumpwerk Oberforsthaus in 31 m Tiefe = 73 m über N.N. erbohrt, weiter westlich, am Pumpwerk Goldstein, bei 88 m = 13 m über N.N. Die Basaltschicht wurde am Pumpwerk Hinkelstein in einer Tiefbohrung von 266 m nicht sicher angetroffen (W. WAGNER 1950, Taf. 3). Bei dieser Bohrung wurde Miozän, nach dem Kalkgehalt zu urteilen, bei 250 m = 140 m unter N.N. erbohrt, wie aus einer mir freundlicherweise von den Stadtwerken Frankfurt zur Verfügung gestellten Unterlage hervorgeht. Wichtige Bohrnachweise der Oberkante des Miozäns stellen die Bohrungen Kriftel (Blatt 5916 Hochheim) und Hattersheim (Blatt 5917 Kelsterbach) dar. Bei der erstgenannten Bohrung wurde das Miozän 29 m über N.N., bei der zweiten 32 m unter N.N. erbohrt (KINKELIN 1913). Wie tief das Miozän im Gebiet der starken pleistozänen Akkumulation westlich der Kelsterbacher Hochstufe liegt, ist durch Bohrungen bis jetzt noch nicht nachgewiesen.

Hydrologische Verhältnisse

Die Grundwasserentnahme im Grabengebiet nördlich des Mains zwischen dem Westrand des Miozäns von Bad Soden-Sindlingen und der Hochscholle Flörsheim—Hofheim beträgt rund 17 Mill. m³/Jahr, durchschnittlich also 47 000 m³/Tag. Linksmainisch wird im Grabengebiet zwischen Frankfurt-Niederrad und Rüsselsheim jährlich eine Grundwassermenge von etwa 30 Mill. m³ entnommen, also durchschnittlich etwa 82 000 m³/Tag. Dabei ist die Entnahme des Wasserwerks Hof Schönau, da außerhalb des enger betrachteten Gebiets gelegen, mit jährlich 11 Mill. m³ nicht berücksichtigt. Das Einzugsgebiet ist auf Grund

ıes ausreichenden Netzes von Grundwassermeßstellen festlegbar. Die Nieder-
ıläge in diesem Gebiet liegen im langjährigen Durchschnitt zwischen 540 und
0 mm; im Gebietsmittel etwa bei 600 mm. Die Beobachtung der Betriebs-
asserspiegel der Grundwasserentnahmen zeigt, daß ein Gleichgewicht zwischen
rundwasserneubildung und -entnahme besteht.

Für die Grundwasserneubildung stehen zur Verfügung:

Nördlich des Mains:

Grabengebiet nördlich des Mains (Endpunkte: Flörsheim, Hofheim, Nieder-
ofheim, Oberliederbach, Frankfurt-Sindlingen): 45 km². Das Gebiet ist weit-
ehend von Löß oder Auelehm bedeckt. Eine Gebietsverdunstung von min-
estens 450 mm muß angenommen werden. So bleiben maximal nur 150 mm
Iiederschlagsanteil für die Grundwasserneubildung, das ergibt bei 45 km²
750 000 m³/Jahr. Die tatsächlich geförderte Menge von 17 Mill. m³ muß also
och andere Quellen besitzen. So kommen die Versickerungsanteile der vom
'aunus kommenden Bäche, hauptsächlich Weilbach, Schwarzbach und Lieder-
ach, hinzu. Das dem Main von rechts oberflächlich tributäre Gebiet zwischen
iederbach- und Weilbach- (Artelgraben-) Mündung, jeweils einschließlich, ist
43 km² groß. Das nicht auf den tektonischen Graben entfallende Gebiet gehört
ı erster Linie zum Rheinischen Schiefergebirge, zum kleineren Teil auf Tertiär-
ügel. Es umfaßt 198 km². Der Weilbach, der beim Eintritt in den Graben ein
Iiederschlagsgebiet von 15,5 km² besitzt, gibt sein Wasser, abgesehen von Hoch-
vasserführung, restlos an den Untergrund unterhalb Weilbach auf einer 1,5 km
ıngen Strecke ab. Um sich eine Vorstellung richtiger Größenordnungen zu
ıachen, wenn auch genaue Messungen fehlen, läßt sich angeben, daß der
iebietsniederschlag des Weilbaches oberhalb Weilbach bei rund 650 mm liegt,
on dem 450 mm verdunsten und 100 mm in den Hochwasserabfluß gehen
ıögen, während der unterirdische Abfluß infolge des Vorliegens schlecht durch-
issiger Schichten mit 0 angesetzt wird. So verbleiben 100 mm für den Niedrig-
ınd Mittelwasserabfluß, bei 15,5 km² 1,55 Mill. m³/Jahr. Demnach müßten
ro km Bachlauf etwa 1 Mill. m³/Jahr durch das Bachbett versickern, dieses
ıit 2 m Breite angenommen, 500 m³ Wasser pro m² Grundfläche, einem
r-Wert (Gefälle J = 1) des Bachbettes von 0,000 016 m/s entsprechend. Da der
chwarzbach auf 6 km und der Liederbach auf 2 km das Grabengebiet durch-
iuft, auch ihre Betten breiter sind und Nebenarme vorliegen, kann die nicht
us der flächenhaften Grundwasserbildung stammende Menge von 17 Mill.
ninus 6,75 Mill. m³/Jahr = 10,25 m³/Jahr allein durch Bachversickerung erklärt
verden. Sicherlich aber gelangen auf der 12 km langen Mainstrecke zwischen
'rankfurt-Sindlingen und Flörsheim auch erhebliche Mainwassermengen in den
Intergrund.

Südlich des Mains:

Einzugsgebiet zwischen Rüsselsheim und Frankfurt-Niederrad (Grenzpunkte
ach Grundwassermessungen: Rüsselsheim, Walldorf, Langen, Hexen-B., Gra-
enbruch, Goethe-Turm, Oberschweinstiege, Frankfurt-Niederrad): 190 km². Das
iebiet ist weitgehend von Sanden bedeckt. Die vom Sprendlinger Horst kom-
ıenden Bäche, vor allem der Hengstbach, geben ihre gesamte Wasserführung
it Ausnahme von hohen Hochwässern an den Untergrund bei Erreichen des
nkungsfeldes ab. Es darf mit 150 mm Grundwasserneubildung gerechnet wer-
n, das ergibt bei 190 km² eine Jahresmenge von 28,5 Mill. m³. Die an der

geförderten Menge von 30 Mill. m³ fehlenden 1,5 Mill. m³ müssen dur tration von Mainwasser erklärt werden, da ein Zufluß von der nördliche seite her nicht in Betracht kommt.

Schriften

BRIECKE, L., & STADAGER, K.: Geschichte der Frankfurter Wasserversorgung. — In: Frankfurter Quellwasserversorgung 1874—1949, S. 7—18, o. O. und o. J. (Frankf Stadtwerke, 1949).

BURRE, OTTO: Die Ursachen der Grundwasserentwicklung im nordwestlichen Teile de Groß-Gerau in Hessen (Mainspitze) in den Jahren 1927—1950. — Notizbl. hess Bodenforsch. (VI), 3, S. 199—250, Wiesbaden 1952.

— Der Landesgrundwasserdienst in Hessen in den Abflußjahren 1949—1951. — Noti L.-Amt Bodenforsch. (VI), 3, S. 396—449, Wiesbaden 1952.

ELLER, WILHELM: Ausbau der Wassergewinnung nach 1945. — In: Strom, Wasser, Festschrift 1953 der Stadtwerke Frankfurt a. M., S. 244—264, o. O. u. o. J. (Frankf Stadtwerke, 1953).

KANY, ROLAND: Wasser für Frankfurt a. M. — In: Strom, Wasser, Wärme. Festschrift Stadtwerke Frankfurt a. M., S. 63—90, o. O. u. o. J. (Frankfurt a. M., Stadtwerk

KINKELIN, F.: Tiefe und ungefähre Ausbreitung des Oberpliozänsees in der Wettera unteren Untermaintal bis zum Rhein. — Abh. Senckenberg. nat. Ges., 31, S. 1 Frankfurt a. M. 1913.

MICHELS, F., & NÖRING, F.: Die geologischen Grundlagen der Trinkwasserversorg Stadt Frankfurt a. M. — Gas- und Wasserfach, 90, S. 237—238, München 1949.

NÖRING, F.: Diskussionsbemerkung zum Vortrag von Herrn Dr. H. SCHNEIDER „Die lagen der modernen Grundwasserwirtschaft und Grundwasserbewirtschaftun 12. 5. 1950 in Hannover. — Bohrtechn., Brunnenbau, 1, S. 246—247, Berlin 1950.

VIESOHN, GEORG: Die Wasserversorgung der Stadt Frankfurt a. M. — Z. Dtsch. Geol. S. 523—529, Berlin 1934.

WAGNER, W.: Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrab an seinen Rändern. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. (VI), 1, S. 177—192, W 1950.

VORTRÄGE

anläßlich der Frühjahrstagung unserer Gesellschaft in Wiesbaden vom 27. bis 29. Mai 1954

E. ACKERMANN:

Zum Problem eines säkularen Absinkens des Grundwasserspiegels

Ausgehend von der durch Gletscherrückgang und andere Befunde erhär-eten Feststellung, daß das gegenwärtige Klima seit etwa hundert Jahren wär-ner wird, wurde die Frage zur Diskussion gestellt, ob es gleichzeitig auch rockener wird. Sind die letzten Jahre eine der gewöhnlichen mehrjährigen 'erioden mit unterdurchschnittlichem Grundwasserstand oder ist das extreme lusmaß der Grundwassersenkung ein Anzeichen für eine allmähliche Ernied-igung von säkularem Ausmaß?

Aus der jüngeren Steinzeit sind in mitteldeutschen Flußauen Brunnen be-annt, die einen tieferen Grundwasserstand im damaligen wärmeren Klima vor-ussetzen. Es wäre volkswirtschaftlich wesentlich, durch Beobachtungen in nthropogen unbeeinflußten Grundwassergebieten zu kontrollieren, ob die der-eitige klimatische Erwärmung mit einer Grundwasserabnahme verbunden ist der nicht. Das Rheintal scheint hierfür nicht geeignet, da der Rhein durch die chmelzwässer des verstärkten Gletscherschwundes abnormal beeinflußt wird.

W. FRESENIUS:

Chemische Nomenklatur der Mineralquellen

Die Einteilung und Bezeichnung der Mineralquellen spiegelt die jeweilige issenschaftliche Erkenntnis über ihre Zusammensetzung wider. Da in den lineralquellen die meisten Bestandteile als Ionen vorliegen, legt die neue omenklatur nicht mehr Salzbezeichnungen wie „muriatisch" der Nomenklatur grunde, sondern die chemischen Namen der einzelnen Ionen. Hierbei werden ir diejenigen Kationen und Anionen berücksichtigt, deren Anteil 20 mval% erschreitet, wobei zuerst die Kationen, dann die Anionen aufgeführt werden. nd bei einem Wasser mehrere Kationen oder Anionen aufgezählt, so werden ese in absteigender Größenordnung ihrer Millival-Prozent-Werte genannt. Bei berschreitung der Grenzwerte werden vor die so gebildeten Namen die Be-ichnungen „eisenhaltig", „arsenhaltig", „jodhaltig", „schwefelhaltig" gesetzt. 'erden die jeweiligen Mindestwerte erreicht, so sprechen wir von „Thermen", Säuerlingen" oder „Solen". Die Wiesbadener Quellen sind dann als „Natrium-hlorid-Thermen" zu bezeichnen, während z. B. für die Helenenquelle in Bad Vildungen sich aus der Analyse ohne Schwierigkeiten die Bezeichnung „Natrium-lagnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Säuerling" ablesen läßt.

F. HALLENBACH:

Geophysik und Wassersuche

Zur Klärung geohydrologischer Probleme bedient man sich in steigendem Maße der Methoden der angewandten Geophysik. Dabei richtet sich das Interesse in erster Linie auf die elektrischen Verfahren. Radioaktive, seismische und thermische Untersuchungen, die vom Hydrologen in bestimmten Fällen ebenfalls mit Nutzen herangezogen werden können, sind von weit geringerer Bedeutung.

Grundwasserleiter sind relativ schlechte elektrische Leiter, gemessen an der guten Leitfähigkeit der Tone und Mergel. Diese Tatsache ist einer der Gründe, weshalb das begehrte Grundwasser normalerweise geoelektrisch nicht direkt nachweisbar ist, jedenfalls nicht unter Bedingungen, wie sie bei uns meist vorliegen. In ariden Gebieten mag es häufig sehr wohl anders sein. Die elektrischen Verfahren sind dagegen wichtige Hilfsmittel zur Klärung der geologischen Verhältnisse und liefern so dem Geologen wertvolle Anhaltspunkte dafür, wo besonders günstige Chancen für eine Grundwassergewinnung zu erwarten sind.

Geoelektrisch direkt nachweisbar ist hingegen hochgradig versalzenes Grundwasser. Sobald die Gesteinswiderstände eine bestimmte Grenze unterschreiten, liegt mit Sicherheit Versalzung vor. Der Nachweis und die Abgrenzung von Gebieten mit hochgradiger Grundwasserversalzung gehören zu den leichtesten Aufgaben, die dem Geoelektriker gestellt werden können. Weniger einfach sind Versalzungsfragen zu beurteilen, wenn der Salzgehalt etwa nahe der Geschmacksgrenze liegt. Dann treten beispielsweise Schwierigkeiten derart auf, daß saubere Sande oder Kiese, die von solchem Wasser erfüllt sind, Widerstände der gleichen Größenordnung aufweisen, wie sie auch Tonen und Mergeln zukommen, so daß eine Unterscheidung zwischen diesen beiden Alternativen mit Hilfe der Geoelektrik allein nicht möglich ist. Trotz dieser Schwierigkeiten konnten die Süßsalzwasserprobleme im deutschen Küstenraum weitgehend geklärt werden. Vereinzelt sind auch weiter im Binnenland Widerstandsmessungen zur Beurteilung der Grundwasserversalzung in der Umgebung salinarer Vorkommen, die bis in den Bereich des zirkulierenden Grundwassers hinaufreichen, erfolgreich ausgeführt worden.

Am häufigsten wird dem Geoelektriker die Aufgabe gestellt, einen geeigneten Grundwasserleiter aufzusuchen bzw. näher abzugrenzen und rohe Angaben über die Verlehmung zu machen. In den Rahmen dieser Arbeiten gehören auch die vielfach gewünschten Untersuchungen zur Bestimmung der Mächtigkeit von Talschottern und Terrassenkiesen und insbesondere zur Herausarbeitung des Reliefs der Sohlschicht eines Grundwasserleiters. Derartige Aufgaben sind meist sehr dankbar. Wo jedoch die Sohlschicht aus schlecht leitendem Material besteht, z. B. Granit, Gneis, feste Kalke, bzw. aus durch Kalkausscheidungen verkittetem Lockergestein, ist die Durchführung von Widerstandsmessungen allein weniger zu empfehlen. In diesem Falle sind ergänzende Refraktionsuntersuchungen zweckmäßig.

Maßgebend für die Leitfähigkeit ist außer dem Elektrolytgehalt vor allem die Porosität und der Tongehalt des Gesteins. Aus dem Widerstand allein kann nicht auf die Korngröße oder die Durchlässigkeit geschlossen werden. Feinkörnige Sande haben wohl meist einen niedrigeren Widerstand als grobkörnige, doch hängt dies damit zusammen, daß feinkörniges Gesteinsmaterial in der Regel einen höheren Tongehalt aufweist als grobkörniges.

Die Auswertung der Messungen, die am besten durch Vergleich mit theo-

retisch gewonnenem Standardmaterial durchgeführt wird, ist in gewissen Grenzen mehrdeutig. Um den Spielraum der Deutungsmöglichkeiten weitgehend einzuschränken, sind vor allem möglichst viele Messungen auszuführen und sämtliche vorhandenen geologisch-hydrologischen Unterlagen dem Auswerter zur Verfügung zu stellen.

Schon lange ist bekannt, daß die Bodenluft Radium-Emanation enthält, die sich vor allem auf Verwerfungs- und Kluftzonen anzureichern scheint. Der Nachweis solcher Zonen, soweit sie unter geringer Bedeckung liegen, ist sehr häufig mittels Emanationsmessungen möglich. Systematische Untersuchungen über den Einfluß von Temperatur und Feuchtigkeit sowie zur Klärung der Frage, wer als Lieferant der kurzlebigen Emanation (Halbwertszeit 4 Tage) anzusprechen ist, sind begonnen worden.

Radioaktive Isotope, die bei den kernphysikalischen Prozessen heute laufend anfallen, können bei Untersuchungen über Quellzusammenhänge und ähnliche Probleme dienlich sein und die in mancher Hinsicht nachteiligen Färbversuche ersetzen oder ergänzen.

Die Durchführung thermischer Oberflächenmessungen empfiehlt sich in Vulkangebieten und vor allem in Thermalwassergebieten. Wie sich gezeigt hat, sind sie auch hin und wieder in anderen Fällen, z. B. zum Nachweis aufdringenden Kluftwassers in einen Grundwasserleiter hinein, geeignet.

WOLFGANG RICHTER:

Die Versalzung des Grundwassers an der Westküste Ostfrieslands

Die Verbreitung des süßen und salzigen Grundwassers ist bedingt durch die erdgeschichtliche Entwicklung des Gebietes im Holozän.

Während der Weichsel-Eiszeit lag die Küstenlinie der Nordsee weit nördlich der Doggerbank. Zu jener Zeit dürfte im Untergrund des heutigen ostfriesischen Küstengebietes nur süßes Grundwasser vorhanden gewesen sein.

Während des Holozän hat sich die Küstenlinie nach Süden verschoben, bis sie etwa 100 v. Chr. Geb. (Prärömische Transgression) ihre weiteste Lage landeinwärts erreichte, und etwa entlang dem heutigen Geestrande verlief.

Der Hauptgrundwasserleiter ist aufgebaut aus einer i. M. 150 m mächtigen Folge von vorsaaleeiszeitlichen und saaleeiszeitlichen Sanden und Kiesen. Geschiebelehm, geringmächtige Feinsande, Basistorf und Schlicktone bilden die Deckschichten. Da sie beschränkt wasserdurchlässig sind — sie stellen „Halbleiter“ dar —, in ihnen also Wasser, wenn auch vergleichsweise langsam, fließen kann, muß man annehmen, daß generell die Versalzung des Grundwassers am Ende der Prärömischen Transgression bis an den Geestrand reichte.

Die heutige Süß-Salzwasser-Grenze — ermittelt aus fast 300 geoelektrischen Sondierungen (vgl. Referat von H. FLATHE, S. 187) im Gebiet zwischen der Küste und der Linie Nessmersiel—Hage—Loppersum—Tergast liegt im Mittel 4—5 km vom Geestrand entfernt. In der Zeit nach 100 v. Chr. Geb. ist also zwischen dem Geestrand und der heutigen Süß-Salzwasser-Grenze eine Aussüßung erfolgt.

Der Verlauf der Süß-Salzwasser-Grenze im einzelnen ist im wesentlichen das Ergebnis einer Folge von Versalzungs- und Aussüßungsvorgängen, welche durch die Änderungen der hydrostatischen Druckverhältnisse im Holozän bedingt sind. Diese beruhen hauptsächlich auf den Verschiebungen der relativen Höhenlagen des Meeresspiegels im Verlauf der holozänen Trans- und Regressionen. Dieses gilt jedoch nur unter der — im Großen wohl gegebenen — Vor-

aussetzung, daß die Klimaschwankungen im und nach dem Subboreal ge nur unerheblich das Ausmaß der Neubildung des süßen Grundwassers l flußten. Hinzu kommt der Einfluß der Eindeichung, welche örtlich eine St des natürlichen Grundwasserhaushalts hervorrief.

Das süße Grundwasser drang in den Gebieten zwischen den erst spä landeten Buchten von Kampen und Sielmönken und der Leybucht am weit vor, so daß eine auffällige Parallelität zwischen diesen Buchten und der Salzwasser-Grenze besteht.

Bei unterschiedlichen Durchlässigkeiten des Untergrundes wird die Salzwasser-Grenze nicht in breiter Front, sondern zunächst in bevorzugte reichen verschoben. Dieses zeigen die Verhältnisse an den Rändern der Bucht, wo Aussüßungen erst nach 1600 n. Chr. Geb. begannen.

Es sei noch bemerkt, daß örtlich bei Verengung des Querschnittes Grundwasserleiters infolge Einlagerungen von linsenförmigen, wasserundur sigen Schichten (z. B. Lauenburger Ton) die Aussüßung verzögert werden so daß halbinselförmige Relikte von Salzwasser weit landeinwärts reichen z. B. bei Tergast.

E. Ostendorff:

Diskussionsbemerkung zum Vortrag Wolfgang Richter „Bemerkunge Auswertung geoelektrischer Meßergebnisse aus dem Raume der deutschen N seeküste“:

Es ist schwer verständlich, daß die Süß-Salzwasser-Grenze sich so lang stabil erhalten sollen, zumal an anderer Stelle gezeigt wird, daß selbst durchlässige Gesteine, wie Geschiebemergel u. ä., in kürzester Zeit Bewegu des Salzwassers zugelassen haben. Sicher dürfte bei der Salzgrenze auch gegenwärtige Entwässerung eine Rolle spielen. Diese ist bekanntlich in tiefsten Depressionen (die wiederum weitgehend mit dem letzten Nordse stoß räumlich zusammenfallen) am stärksten und tiefreichendsten. Dadurch das Grundwasser in diesen Gebieten aufdrücken, das Wasser wird von u nachgesogen, und dadurch entsteht ein Sog von den Seiten und auch von her. Das Salzwasser kann so, auch in größerer Tiefe, nachströmen. Solche fahrungen sind auch bei der im letzten Jahrhundert erheblich verstärkten vertieften Entwässerung des Weichseldeltas gemacht worden, und zwar ge wieder in den tiefsten Gebieten, in den Depressionen (wo der Entwässerungs sog am kräftigsten wirken konnte).

F. Nöring:

Diskussionsbemerkung zum Vortrag Wolfgang Richter „Bemerkungen Auswertung geoelektrischer Meßergebnisse aus dem Raume der deutschen N seeküste“.

Wenn der Vortragende die heutige Verteilung der Salz-Süßwasser-Gr mit einer Transgression der Nordsee vor etwa 2000 Jahren in Zusammen bringt, so ist der Beweis dafür zu führen, da andere Deutungen plausibler Sehen wir von mehr oder minder abgekapselten Speichern ab, in denen fossiles Meerwasser befindet, so muß die Grenze zwischen Salz- und Süßw als eine dynamische Gleichgewichtslage angesehen werden. Binnenwärts is Streben des schwereren Meerwassers gerichtet, seewärts der Abfluß des sic dem Kontinent bildenden leichteren, süßen Grundwassers. An der Kontak

der beiden Grundwasserarten findet Diffusion statt. Doch bewirkt der seewärts gerichtete Fluß des süßen Grundwassers eine dauernde Wegführung des Diffusionswassers, so daß sich nur eine geringmächtige Brackwasserzone herausbilden kann. Laufend wird der Salzwasserverlust durch binnenwärts gerichteten Zustrom marinen Infiltrationswassers ausgeglichen. Infolge dieser Dynamik wird die Salz-Süßwasser-Grenze im Schnitt binnenwärts zunächst flach, dann steil einfallen. In einem homogenen Grundwasserleiter wird die Grenze vor allem von folgenden Konstanten bestimmt: Spezifisches Gewicht des Meerwassers, spezifisches Gewicht des Grundwassers, Durchlässigkeit des Grundwasserleiters, Menge des vom Binnenland anströmenden Grundwassers. Da der letztgenannte Faktor meteorologisch oder infolge von Grundwasserentnahmen schwankt, wird auch die Grenze ihre Lage ändern. Daß die Grenze ihre heutige Lage von einer 2000 Jahre zurückliegenden Transgression aufgeprägt erhielt, erscheint für grundwasserdurchströmte Untergrundsbereiche auf Grund einer überschlägigen Rechnung unvorstellbar. Rechnet man mit einer jährlichen Grundwasserneubildung von 100 mm und einem Porenvolumen von 0,25, so hat sich in 2000 Jahren eine Grundwasserschicht von 800 Metern gebildet. Diese Grundwassermenge hat längst jede fossile Gleichgewichtslage der Salz-Süßwasser-Grenze, wenn sie mehrere Jahrhunderte zurückliegt, beseitigt. Da hinter dem Grundwasserdurchfluß die sich in einem binnenwärts gerichteten Einzugsgebiet bildende Grundwassermenge steht, darf sogar für durchlässige, durchströmte und nicht abgekapselte Grundwasserleiter in der Regel angenommen werden, daß die Wiederaussüßung mit der Regression des Meeres Schritt halten konnte.

H. Flathe:

Bemerkungen zur Auswertung geoelektrischer Meßergebnisse aus dem Raum der deutschen Nordseeküste

Die Auswertung geophysikalischer Meßergebnisse besteht darin, aus physikalischen Meßgrößen ein geologisches Bild zu gewinnen. Sie hat demgemäß in zwei Schritten zu erfolgen: in der Ermittlung wahrer physikalischer Sachverhalte im Untergrund aus den Meßwerten einerseits und der Zuordnung physikalischer Daten zum geologischen Bau andererseits. Speziell für elektrische Widerstandsmessungen von der Erdoberfläche aus heißt das, man hat aus den gemessenen sogenannten „scheinbaren" Widerständen, die üblicherweise als Sondierungskurven vorliegen, die wahren spezifischen Gesteinswiderstände zu ermitteln und dann eine Zuordnung zur Geologie des Untersuchungsgebietes zu treffen. Beide Schritte der Auswertung stehen in enger Wechselbeziehung und sind deshalb nicht nacheinander auszuführen, sondern vielmehr nebeneinander und nicht ohne engste Fühlungnahme mit dem Geologen. Die geologische Situation beeinflußt sowohl die Anlage und Durchführung des Meßprogramms und spielt bereits im physikalischen Teil der Auswertung eine Rolle, da ihre Kenntnis die Zahl der auf Grund des Äquivalenzprinzips theoretisch möglichen Lösungen einschränkt. Andererseits sollte wiederum eine geologische Interpretation eines durch die physikalische Auswertung erhaltenen Widerstandsprofils nicht ohne den Physiker vorgenommen werden.

Unter Beachtung dieser wesentlichsten Grundregeln für den Einsatz der Geoelektrik wurde der ostfriesische Küstenraum in den Jahren 1951/52 untersucht. Zur Frage der Küstenversalzung wurden Anschlußmessungen an vorhandenen Bohrungen mit bekannten Wasseranalysen ausgeführt und mittels der

ARCHIE-Formel für einen aus relativ reinen Sanden bestehenden Grundwasserleiter ein spezifischer Widerstand von im Mittel 45 Ω m festgestellt, wenn der Cl'-Gehalt des Grundwassers 250—300 mg/l beträgt (Geschmacksgrenze). Dieser Wert ist gültig für den Raum Norden—Leybucht—Krummhörn, mit Ausnahme einiger Gebiete, wo der Grundwasserleiter etwas toniger ausgebildet ist.

Das Ergebnis der Untersuchungen wurde in einer Karte dargestellt, in der die 45 Ω m-Linie (Salzsüßwassergrenze) und die 15 Ω m-Linie (Beginn hochgradig versalzenen Grundwassers) in zwei Tiefenbereichen (25 und 50 m u. NN) eingetragen sind. Die Linien stellen das Ergebnis einer Interpolation dar. Es wurden die einzelnen Sondierungen mittels theoretisch berechneter Standardkurven physikalisch ausgewertet, in den gewählten Teufen durch die Widerstandsprofile Horizontalschnitte gelegt und zwischen den errechneten wahren Gesteinswiderständen interpoliert. Der Gang der Auswertung läßt sich an einem Vertikalschnitt vom Wasserwerk Hage in nördlicher Richtung zum Deich demonstrieren. Die Sondierungskurven auf diesem Profil sind zugleich ein Beispiel für das Äquivalenzprinzip und zeigen die Unterdrückung einer möglichen Brackwasserzone zwischen Süß- und Salzwasser. Schwierigkeiten in der richtigen Zuordnung von Gesteinswiderständen zur Petrographie des Untergrundes treten im Küstenraum besonders dort in Erscheinung, wo man mit tonigen Sedimenten zu rechnen hat. Sowohl Tone als auch brackwassererfüllte Sande leiten elektrisch gut und lassen sich, wenn überhaupt, nur durch eine geeignete Wahl des Meßpunktnetzes zufolge der Art und Weise der Variation des Gesteinswiderstandes auseinanderhalten.

Ein Beispiel dafür stellt das Untersuchungsgebiet Emden-Tergast dar, wo noch im Bereich der Küstenversalzung Lauenburger Ton auftritt. Außerdem sind bei Tergast zwei durch einen relativ dünnen Stauer getrennte Grundwasserstockwerke vorhanden. Die Geoelektrik vermochte die Verbreitung dieses Stauers indirekt nachzuweisen, soweit der Versalzungsgrad des Grundwassers in den beiden Stockwerken merkliche Unterschiede aufweist.

T. H. BELTMAN, s'Gravenhage (Holland):

Die Grundwasserstandsarchive T.N.O. (Niederlande)

Errichtung und Zweck:

Die Archive für Grundwasserstände T.N.O. wurden 1948 durch die Kommission für Hydrologische Untersuchungen T.N.O. errichtet. Sie werden von einer Kommission beaufsichtigt, die sich aus folgenden Mitgliedern zusammenstellt:

Prof. W. F. J. M. KRUL, Direktor des Reichsinstituts für Trinkwasserversorgung, Vorsitzender,

Dr. P. BRUIN, Stellvertretender Hauptdirektor der Agrikulturversuchsanstalt und Institut für Bodenforschung T.N.O.,

Dr. T. EDELMAN, Oberingenieur beim „Rijkswaterstaat“,

Dr. L. HUISMAN, Oberingenieur bei den Städtischen Wasserwerken, Amsterdam,

Dr. W. C. VISSER, Haupt der Untersuchungsabteilung beim Kulturtechnischen Dienst,

Dr. J. H. BELTMAN, Hydrologe beim Reichsinstitut für Trinkwasserversorgung Sekretär und Konservator.

Die Archive wurden errichtet, um die bestehenden Lücken in den Beobachtungen von Grundwasserständen über längere Perioden, welche in den Kreisen des Wasserbaues, der Landwirtschaft und der Wasserversorgung als ernstlich empfunden wurden, auszufüllen.

Der Zweck der Archive wurde bei der Errichtung folgendermaßen umschrieben:

1. das Sammeln und Bearbeiten von mit einer bestimmten Frequenz auszuführenden Grundwasserstandsbeobachtungen, über längere Perioden (einige Jahrzehnte) in einer beschränkten Anzahl festen Beobachtungspunkten in den Niederlanden, sogenannten „Stammbrunnen und -rohren"; diese Punkte werden zusammen ein Stammnetz bilden,
2. das Sammeln von Daten, welche mit den Grundwasserständen zusammenhängen oder dafür von Interesse sind,
3. das Bearbeiten der gesammelten Daten und die etwaige Veröffentlichung diesbezüglicher Verhandlungen,
4. die Förderung der Errichtung von Abzweigungsarchiven, das sind Sammlungen, welche von verschiedenen Instanzen und Instituten geformt worden sind und den Archiven von Grundwasserständen T.N.O. zur Verfügung stehen,
5. die Erteilung von Daten über Grundwasserstände an Interessenten.

Die Arbeitsweise der Archive:

Wie bekannt, hängen die Grundwasserstände in verschiedenen Beobachtungsbrunnen in einem bestimmten Gebiet zusammen und besteht oft ein mathematischer Zusammenhang zwischen ihnen. Dies ermöglicht es, die Ganglinien der Steighöhen dieser Beobachtungsbrunnen aus den Beobachtungen in einem dieser Brunnen, dem Stammbrunnen, abzuleiten. Als Stammbrunnen in einem derartigen statistisch-homogenen Gebiet kann theoretisch jeder beliebige Brunnen gewählt werden.

Es ist klar, daß durch die Wahl von Stammbrunnen die Anzahl der Beobachtungen in einem bestimmten Gebiet beträchtlich vermindert werden kann. Die Bestimmung der statistisch-homogenen Gebiete und der Stammbrunnen kann aber erst geschehen, wenn eine große Anzahl zuverlässiger Beobachtungen über längere Perioden in einer größeren Anzahl Brunnen zur Verfügung stehen. Praktische Überlegungen haben dazu geführt, die Beobachtungen zweimal im Monat (und zwar am 14. und 28.; falls diese auf einen Sonntag fallen, am nächsten Arbeitstag) während mindestens drei Jahren auszuführen. Aus finanziellen Gründen würden jährlich nur eine geringe Anzahl Brunnen gebohrt oder Rohre gestellt werden können. Es wurde deshalb damit angefangen, Beobachtungen in bestehenden Brunnen, in erster Linie Feuerwehrbrunnen, und in bestehenden Beobachtungsrohren zu organisieren. Von diesen Brunnen und Rohren waren meistens die geologischen Daten und die Tiefenlage des Filters bekannt und in den geohydrologischen Archiven des Reichsinstituts für Trinkwasserversorgung registriert. Es konnte des weiteren die Mitarbeit der Feuerwehrkommandanten und der Abteilungen für öffentliche Arbeiten verschiedener Gemeinden für die Ausführung der Beobachtungen gesichert werden.

Außerdem wurden Instanzen, welche bereits Wasserstandsbeobachtungen ausführen ließen, gebeten, diese — wenn möglich — gleichfalls am 14. und 28. verrichten zu lassen und die gesammelten Daten den Archiven regelmäßig zugehen zu lassen. Eines der wichtigsten dieser Organe ist der „Dienst van de

Zuiderzeewerken." Die Gesamtzahl der beobachteten Brunnen und Rohre war am ultimo Dezember 1953 wie folgt:

	1192	Feuerlöschbrunnen,
	621	Beobachtungsbrunnen,
	28	Brunnen,
	579	Rohre,
insgesamt	2420	Beobachtungspunkte.

Die Beobachtungen betreffen im Anfang in der Hauptsache das tiefere Grundwasser, artesisch oder phreatisch, je nach dem Vorkommen undurchlässiger Schichten. Die Tiefe dieser Brunnen liegt zwischen 10 und 300 Metern. Die Anzahl der Beobachtungen in seichten Rohren war anfangs gering. Im Jahre 1952 aber machte die Kommission für landwirtschaftliche Untersuchungen in den Niederlanden (C.O.L.N.) einen Anfang mit der Anfertigung einer Grundwasserstandstiefenkarte (sowie auch einer Höhenkarte, einer Vertrocknungs-, Verstäubungs und Versalzungskarte, einer Bodenkarte und einer Salzgehaltkarte der öffentlichen Gewässer). Dafür waren eine große Anzahl Beobachtungsrohre notwendig. Es wurden gestellt:

a) 22 000, welche viermal im Jahr, und zwar am 28. April, 28. August, 14. Oktober und 14. Dezember aufgenommen werden (die Dichte des Netzes beträgt im allgemeinen 1 Punkt pro 100 ha, im flachen Poldergebiet 1 Punkt pro 200 ha);
b) 1600 gleichmäßig über die Niederlande verbreitete Rohre, welche am 14. und 28. jeden Monats aufgenommen werden;
c) 62, welche in der Nähe von Regen- und Verdunstungsmessern des Königlichen Niederländischen Meteorologischen Instituts (K.N.M.I.) aufgestellt sind und täglich aufgenommen werden.

Die Beobachtungen werden von freiwilligen Mitarbeitern ausgeführt und auf Spezial-Briefkarten dem Archiv zugesandt.

Die Eintragung der Daten geschieht durch die Grundwasserstandsarchive T.N.O.; die Anzahl der Eintragungen beläuft sich auf 54 000 eigene und 166 000 von der C.O.L.N. gemachte Beobachtungen.

Die Daten werden nach den Gemeinden eingetragen und auf Transparentformulare mit der Maschine geschrieben. Die Lage der Beobachtungspunkte wird auf Karten 1 : 25 000 eingetragen.

Im Jahre 1952 wurde mit der Berechnung des mathematischen Zusammenhangs zwischen den Grundwasserständen in den verschiedenen Gebieten angefangen.

Vorläufig wurde dabei von einem einfachen geradlinigen Zusammenhang ausgegangen. Die Genauigkeit dieses Zusammenhangs wird durch den mittelbaren Fehler ausgedrückt.

Es wurde angenommen, daß eine genügende Genauigkeit erreicht ist, wenn der mittelbare Fehler kleiner ist als 15 Zentimeter. Wenn der Fehler größer ist, werden die Beobachtungen in beiden Brunnen vorläufig noch weiter fortgesetzt.

Am 1. Januar 1954 waren in dieser Weise 77 Stammbrunnen bestimmt worden. Die regelmäßige Beobachtung von Stammbrunnen geschieht durch den „Rijkswaterstaat", insofern nicht die Instanz, welche vorher die Beobachtungen ausführte, diese fortsetzen will.

Im Jahre 1953 wurde mit der zeichnerischen Eintragung der Höhenlinien in Stammbrunnen angefangen. In Flachgebieten beschränkter Ausdehnung genügt es, den Grundwasserstand mit Bezug auf die Geländeoberkante festzulegen; in Gebieten größeren Umfanges müssen die Wasserstände auf eine Vergleichsebene bezogen werden, das Normal-Null (N.A.P.). Die dazu notwendigen Einnivellierungen werden teilweise vom Archiv, teilweise von den verschiedenen anderen Instanzen ausgeführt. Am 1. Dezember 1953 waren 1462 Brunnen einnivelliert, das heißt 67% der Gesamtanzahl Brunnen, in denen Wasserstände beobachtet werden. Die etwa 24 000 Beobachtungsrohre werden für die C.O.L.N. durch den Vermessungsdienst des „Rijkswaterstaat" einnivelliert. Die C.O.L.N. hat inzwischen mit der Anfertigung von Grundwasserstandstiefenkarten im Maßstab 1:100 000 angefangen.

F. Kutscher:

Brunnenbohrungen im östlichen Hunsrück

Die östliche Hunsrückfläche, die etwa den Raum zwischen Soonwald, Rhein und Mosel einnimmt, ist ein bäuerlich genutztes Gebiet mit geringer, kaum Wasser verbrauchender Industrie. Bis vor wenigen Jahren konnte die Wasserversorgung, abgesehen von extremen Trockenjahren, durch kleine Gewinnungsanlagen in flachen und schutterfüllten Tälchen der Hunsrückhochfläche (Leistung zwischen 20 und 40 cbm/d) oder aus Wasseraustritten des Taunusquarzitschuttes vom Soon- und Idarwald sichergestellt werden. Bohrungen waren bislang nur in vereinzelten Fällen zur Wassererschließung abgeteuft worden. In den Randgebieten werden gelegentlich alte Stollenanlagen für die Wasserversorgung ausgenützt.

Mit dem Hinzutreten der Flüchtlinge, der fortschreitenden Erschließung des Hunsrücks als Wohngebiet und der erblühenden Fremdenindustrie und schließlich der Verminderung der oberflächennahen Wasserkapazität durch die Trockenjahre 1947—1949 reichten vielerorts die Trinkwasserversorgungsanlagen nicht mehr aus. Die einsetzende eifrige oberflächennahe Schürftätigkeit nach Wasser führte nirgends zu einem sichtbaren Erfolg. Man war gezwungen, das im tieferen Gesteinsuntergrund umlaufende Wasser durch Brunnenbohrungen zu erschließen. Innerhalb von 2—3 Jahren wurden eine Reihe von Bohrungen heruntergebracht, die teilweise, im Gegensatz zu den bisherigen Erfahrungen, zu beachtlichen Erfolgen führten.

Im Untergrund der Hunsrückhochfläche stehen vorwiegend Tonschiefer der Ulmen-Gruppe (Hunsrückschiefer) und Ems-Stufe an, die nur untergeordnet von Grauwackensandsteinen und Quarziten begleitet werden. Darüber liegen flächenhaft lehmige und vor allem tonige Deckschichten der voroligozänen Landoberfläche, denen nur örtliche tertiäre Gerölle und Sandschichten sowie pleistozäne Schuttmassen aufgelagert sind.

Nur ganz vereinzelte Bohrungen trafen reine Tonschiefer an; ihre Tagesleistungen liegen unter 25 cbm (0—0,28 l/s). Bei etwa 90% der Bohrungen (von insgesamt 30) wurden quarzdurchtrümerte Gesteine angefahren, die als Zirkulationswege des Wassers fungieren. Bei Pumpversuchen konnten Tagesleistungen bis zu 360 cbm registriert werden.

Die ergiebigsten Brunnenbohrungen scheinen in tektonisch besonders beanspruchten Zonen angeordnet zu sein. Es darf vermutet werden, daß die von Nöring herausgestellte Sattelzone zwischen den Taunusquarzitaufbrüchen bei Mensfelden und Katzenelnbogen, der Loreleizone (Bornicher Horizont), der

Sattelzone von Laudert (Bornicher Horizont), der Schieferungsversteilung vo Kirchberg und dem Taunusquarzit des Idarwaldes, sich für die Wasserzirkulatio im Untergrund günstig auswirkt.

Beim Ansetzen weiterer Bohrungen zur Erschließung von Trinkwasse dürfte es zweckmäßig sein, einmal Zonen mit maximaler Quarzführung herauszukartieren und daneben der tektonischen Beanspruchung der Gesteine besonderes Augenmerk zu schenken.

Schriften

KUTSCHER, F.: Brunnenbohrungen im Unterdevon des östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). Geol. Jb., **69**, S. 465—480, 2 Tab. Hannover 1954.

NÖRING, F. K.: Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **1[illegible]**, Berlin 1939.

E. SOBOTHA:

Jährliche und jahreszeitliche Schwankungen des Grundwassers und seiner Eigenschaften in der Frankenberger Bucht

6 Jahre lang durchgeführte monatliche Beobachtungen zeigen, daß die Gesamthärten in einem, jeweils für die einzelnen Quellen charakteristischen Bereich von wenigen Härtegraden schwanken. Quellen ähnlicher geologischer Herkunft weisen denselben Rhythmus im Verlauf jährlicher Härteschwankung auf. Beziehungen zwischen dem örtlich eigenartig schwankenden Sulfat-Karbonat-Verhältnis und Niederschlägen bzw. Abfluß waren nicht klar erkennbar. Keinen Zusammenhang zeigte der Chloridgehalt mit den Härteschwankungen, er wurde weitgehend durch das Einzugsgebiet (Wald oder Feld!) bestimmt. Interessant waren Zusammenhänge mit Schneeschmelze und Bodenfrost.

Härteschwankungen sind desto ausgeprägter, je weniger die Quelle oder der Brunnen aus einheitlichem Grundwasserkörper gespeist wird. Man darf das Grundwasser nach Härten gliedern, wenn eine starke Beeinflussung durch den Menschen ausgeschlossen ist, und erkennt so charakteristische Grundwasserbereiche. Zahlen auf den Karten sind aber als Mittelwerte zu betrachten. Im Juli-August trifft man diese am sichersten an.

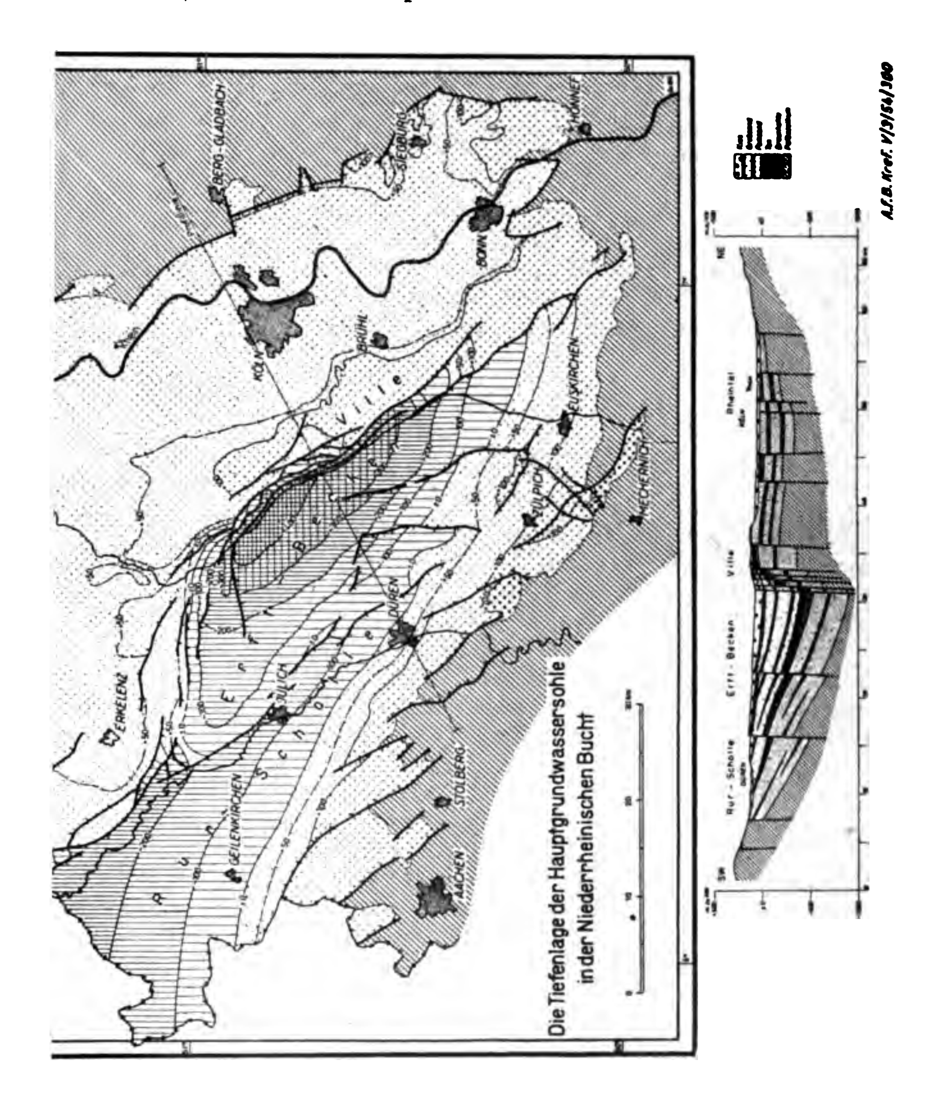
H. W. QUITZOW:

Die Ville bei Köln als Grundwasserscheide zwischen Rhein und Erft (1 Abb.)

Das Grundwasser der Niederrheinischen Bucht zeigt in seiner Bewegung klare Abhängigkeiten vom Schichtaufbau und von der Tektonik. In der bis 1000 m mächtigen tertiären und quartären Schichtfolge (s. Profil) sind in erster Linie die pleistozänen Terrassenschotter und die pliozänen Sande und Kiese als Grundwasserleiter anzusehen. Die unterlagernden miozänen und oligozänen Schichten (Braunkohlenformation) sind dagegen weniger durchlässig, z. T. sogar völlig undurchlässig, so daß die Grundwasserbewegung in ihnen erschwert ist. Ihre Oberfläche kann daher weitgehend bereits als Grundwassersohle betrachtet werden.

Bedingt durch den Bruchschollenbau liegt diese Hauptgrundwassersohle in der östlichen Hälfte der Niederrheinischen Bucht hoch; bedeckendes Pliozän ist kaum vorhanden. Eingesenkt in das Oligo-Miozän ist die flache Erosionswanne des Rheintals, in deren Mittel- und Niederterrassenschottern ein kräftiger Grundwasserstrom talwärts fließt. In der westlichen Hälfte der Niederrheini

ıcht ist infolge fortgesetzter Schollenkippung die Grundwassersohle ecken mehrere 100 m tief eingesunken (s. Karte). In den pliozänen und ı Lockergesteinen bewegt sich dort ein mächtiges Grundwasser nord-ıs durch Toneinschaltungen lokal in verschiedene Stockwerke gegliedert ɔfil). Zwischen Rheintal und Erftbecken ragt in der Ville die Grund-hle über + 100 m N.N. empor und bildet einen mehrere Kilometer



rennenden Rücken zwischen den beiden Grundwasserströmen (s. Karte fil), deren Spiegel auch um etwa 30 m differieren. Ein Grundwasser-us dem Erftbecken ins Rheintal ist nicht erwiesen. Vielmehr hat sich daß die Verwerfungen, welche die Ville in eine Anzahl von Spezial-ollen zerlegen, oft durch Tonsubstanz so stark abgedichtet sind, daß an r Grundwasserstand sprunghaft wechselt.

Trotz dieser Beobachtungen, welche eine Grundwasserverbindung zwischen Rhein und Erft fraglich erscheinen lassen, wird vielfach ein umfangreicher Grundwasserabzug aus dem Rheintal ins Erftgebiet befürchtet, wenn am Westrand der Ville der geplante tiefe Braunkohlentagebau mit seiner maximalen Grundwasserabsenkung bis zu Tiefen von etwa 250 m (d. h. bis — 150 m N.N.) anläuft. Demgegenüber haben Berechnungen, die auf Grund bekannter Durchlässigkeitsbeiwerte (k-Werte) einzelner Sandlagen aus dem Tertiär der Ville nach der SICHARDschen Formel über die mutmaßliche Reichweite der Absenkung angestellt worden sind, nur Beträge von wenigen Kilometern ergeben. Hiernach liefe die Absenkung bereits in der Ville aus und erreichte das Rheintal nicht. Dieses Ergebnis ist allerdings fragwürdig, da eine Reihe unsicherer Faktoren in die Rechnung eingeht. Auch wird die Anwendbarkeit der SICHARDschen Formel selbst für die bevorstehende großräumige Grundwasserabsenkung bestritten, und Berechnungen nach anderen Methoden kommen zu größeren Reichweiten. Berücksichtigt man jedoch den Umstand, daß das Tertiär der Ville keineswegs aus reinem Sand, sondern aus einer tonreichen Wechsellagerung besteht, so darf man vielleicht doch ein relativ bescheidenes Ausmaß der Absenkung innerhalb der Ville in Richtung auf das Rheintal voraussagen.

H. ARNOLD:

Methodik und Auswertung hydrochemischer Untersuchungen im Düsseldorfer Raum

Auf Mbl. Düsseldorf wurden 1951—1952 aus 20 Brunnen und dem Rheinstrom allwöchentlich Wasserproben entnommen, die in Kurzanalysen auf pH, Karbonat- und Gesamthärte, Chlorid- und Eisengehalt untersucht wurden. Die gewonnenen Analysenwerte, für jeden Brunnen getrennt in ihrem Jahresgang aufgetragen, zeigten meist Schwankungen oft größeren Ausmaßes (bes. in Gesamthärte und Eisengehalt) und außerdem große Unterschiede im Jahresdurchschnitt des Chemismus der einzelnen Brunnenwässer. Bei der Auswertung der Unterschiede der Durchschnittswerte einerseits und der Jahresschwankungen andrerseits konnte wegen der geringen Zahl der Brunnen auf die strenge Korrelationsrechnung verzichtet werden; meist ergab schon die Eintragung der Wertepaare in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein klares Bild. So zeigte sich bei den Jahresdurchschnitten der einzelnen Brunnen eine enge Verknüpfung der verschiedenen Härten, darstellbar sogar durch eine empirisch aufgestellte Formel. Die verschieden starke allgemeine Mineralisation des Grundwassers drückt sich dadurch aus, daß z. B. hohe Chloridwerte meist mit etwas erhöhten Karbonathärten verknüpft sind (beim Rheinstrom rühren die hohen Chloridwerte jedoch von Einleitungen industrieller Abwässer weit oberstrom her). Die Beziehungen zwischen dem pH und der Karbonathärte sind recht locker (erwartungsgemäß umgekehrte Proportionalität). Der Eisengehalt scheint zu keinem anderen der gemessenen Werte Beziehungen zu haben. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind recht hoch, maximal betragen sie für Gesamthärte und Nichtkarbonathärte bis 24°, für die Karbonathärte bis zu 10°, für den Chloridgehalt bis 180 mg Cl'/l und den Eisengehalt bis 90 mg Fe/l. Die Durchschnittsunterschiede sind jedoch bedeutend geringer und betragen für die Gesamthärte 5° (bis 10°), für die N.K.H. 5°, für die Karb.-Härte 2—5°, für den Chloridgehalt um 20 mg/l und für das Eisen etwa 0,5 mg/l. — Während einige, bes. die vielbenutzten Brunnen einen i. allg. ruhigen Gang der Analysen-

rte zeigen, weisen andere stärkere Schwankungen auf. Der Gang einiger niger Brunnen erwies sich als derart unregelmäßig, daß sie als gestört anzuhen sind, wahrscheinlich durch versickernde Industrieabwässer und durch rümmerschuttauslaugung. Einige typische Gangkurven wurden gezeigt. — uch der Jahresgang der Analysenwerte zeigt deutliche Gesetzmäßigkeiten; so kennt man, daß N.K.H. („Gipshärte") nur eine Abflachung der Gesamthärte t, während sich die K.H. viel weniger und oft auch nicht gleichsinnig ändert. Deutlich ist auch der Zusammenhang zwischen Chloridgehalt und Gesamthärte. - Wenn man die allgemeinen Tendenzen im Jahresgang untersucht, zeigen sich ie Maxima ebenso gehäuft (November 1951) wie die Minima (Ende Januar 952). Häufig fanden sich kurzandauernde höhere Analysenwerte (Kurvenpitzen), die oft zeitliche Parallelitäten aufweisen, während kurze niedrige Werte icht auftraten. Als weniger charakteristisch erwiesen sich pH und Eisengehalt, ls sehr charakteristisch die N.K.H. (wie auch die G.H.) und der Chloridgehalt; n der Mitte steht die K.H. — Die von KELLER-HAFFENNEGGER für das Rheinland eschilderten zeitlichen Schwankungen konnten auch in ihrem Ausmaß bestätigt werden, doch mit größten Unterschieden in den Schwankungsbreiten. Besonders tarke Schwankungen zeigen verunreinigte Brunnen und solche im Trümmerchuttgebiet, besonders geringe die Brunnen mit großer Entnahme. Der Einfluß les Rheines reicht im Chemismus räumlich nicht weit.

Die großen Schwankungen z. B. der Härte (G.H. häufig um 5° d, auch is 15°) machen es erforderlich, daß Wässer nicht auf Grund einer einmaligen Analyse beurteilt und industriell verwertet werden sollen, sondern daß ihr Chemismus weit häufiger, bes. auch in der Zeit der Extremwerte, untersucht verde. — Das Phänomen der Jahresschwankungen erwies sich aber als im einzelnen sehr viel komplexer, als ursprünglich anzunehmen war, und mehr Fragen wurden aufgeworfen als gelöst. An F r a g e n ist besonders diejenige nach unveröffentlichten Untersuchungen mit engem zeitlichem Abstand in anderen Gebieten zu stellen, hier könnten Vergleiche fruchtbar sein. Zur Klärung der Frage nach den Ursachen der Schwankungen wären Untersuchungen über den Einfluß der Niederschläge, von Grundwasserstand und -bewegung und über evtl. Auswirkungen der künstl. Düngung wichtig. Bes. schwierig scheint die Frage nach der starken Schwankung des Eisengehalts zu sein; hier wäre die Korrelation zum Humusstoffgehalt noch zu untersuchen.

E. SOBOTHA: **Diskussionsbemerkung** zum Vortrag ARNOLD:

Auffällige Härteschwankungen können bedingt sein
1. durch Nesterbildung bei fast ruhendem Grundwasser,
2. durch „Überströmen" aus einem harten Grundwasserbereich,
3. durch Herausdrücken des harten Restwassers bei Beginn der Niederschlagsperiode,
4. durch Abwässer.

G. HERBST:

Untersuchungen an den Burtscheider Thermalquellen in Aachen (2 Abb.)

Die alkalisch-muriatischen, z. T. schwefelhaltigen Thermalquellen von chen gehören mit ihren Temperaturen (bis zu 74°) zu den heißesten Quellen ropas. Die Quellvorbrüche sind an 2 schmale, mit einem Abstand von rd.

1 km zueinander parallel verlaufende Züge von oberdevonischem Kalk (F
gebunden, die dem allgemeinen Streichen von SW nach NE folgen und nac
überschoben sind, wobei die Sprunghöhe der nordwestlichen Überschi
(Aachener Quellen) mit etwa 1000 m die der südöstlichen (Burtscheider Qu
an Bedeutung weit übertrifft.

In dem durch Kriegseinwirkungen stark zerstörten Burtscheid sol
gründliche Untersuchung, für welche die Regierung großzügig Mittel l
gestellt hat, die Grundlage für eine Neuordnung der Verhältnisse liefern.

Von den Burtscheider Quellen waren 11 der Beobachtung zugänglid
denen 10 auf eine Strecke von 500 m verteilt sind, während die 11. nach
Unterbrechung von 500 m am NE-Ende der Linie liegt (Pockenpützchen
Quellen halten sich ziemlich genau an die Tallinie des früheren Warmen E
Die bedeutendste ist die des Landesbades im SW, in deren Fassung 6 g
Vorbrüche vereinigt sind. Ihre Gesamtschüttung entspricht mit einem Betr
70—80 cbm/Stunde der Summe der Schüttungen aller übrigen Quellen. U
Landesbad sind die „oberen Quellen" gruppiert, als Mittelpunkt der „u
Quellengruppe" ist das Rosenbad b, rd. 400 m nordöstlich vom Landesb
legen, anzusehen. Temperaturen, Salzgehalte und Höhenlage der Vorl
nehmen in großen Zügen von SW nach NE ab (s. Abb. 1).

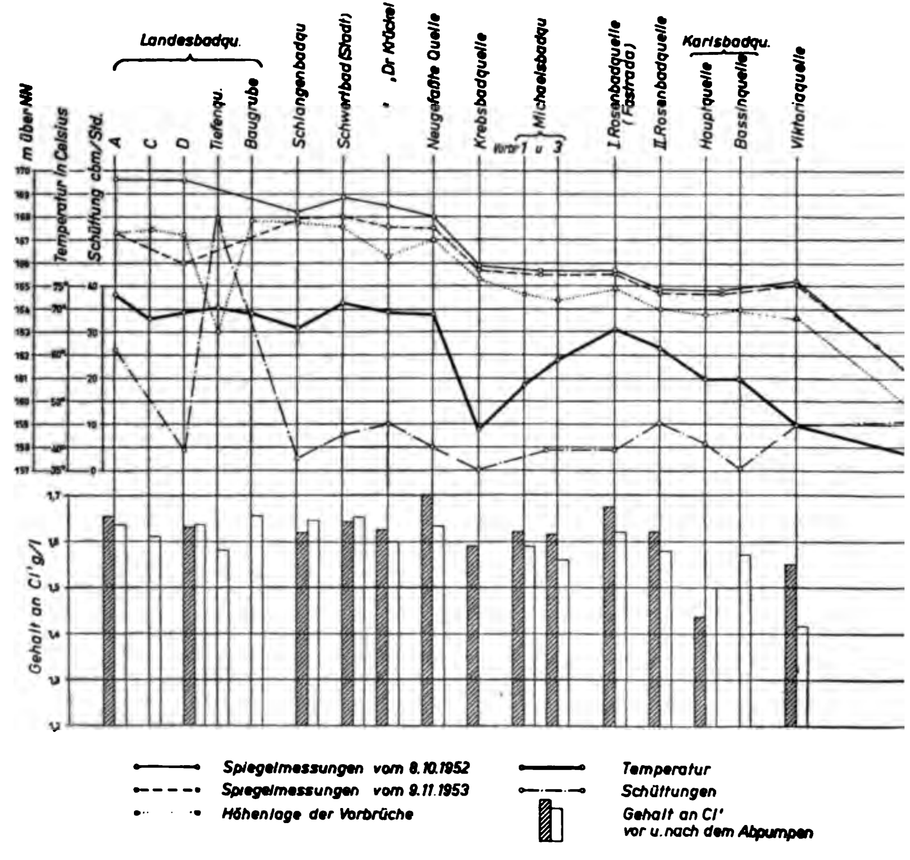


Abb. 1

Zur Untersuchung der Zusammenhänge und der Ergiebigkeiten wurden an
r der Quellen — mit Ausnahme der des Landesbades — 3tägige Pump-
uche durchgeführt, verbunden mit Spiegel-, Temperatur- und Schüttungs-
sungen, sowie chemischen Untersuchungen, bei denen hauptsächlich die
alte an Chloriden bestimmt wurden. Diese stehen in konstantem Verhältnis
Gesamt-Salzgehalt (Abdampfrückstand). Anschließend an diese Unter-
ungsreihe wurde die Landesbadquelle um 6,50 m bis zu ihrem tiefsten
t abgesenkt und 3 Wochen lang auf diesem Stand gehalten, wobei die
gen Quellspiegel täglich beobachtet wurden. Die Beobachtungen, die noch
abgeschlossen sind, führten zu folgenden Ergebnissen:

Ein merkliches Nachlassen der Quellschüttungen am Ende der Pump-
che war nicht festzustellen. Auch die Temperaturen blieben nach einigen
len Pumpzeit konstant auf einem Höchstwert.

Eine Beeinflussung der übrigen Quellen, erkennbar an einem stärkeren Ab-
n der Quellspiegel, blieb auf die nächste Nachbarschaft der jeweils abge-
ten Quelle beschränkt und trat auch hier nur teilweise auf (s. Abb. 2).
die erhebliche Absenkung der Landesbadquelle, bei der in $4^1/_2$ Monaten
25 000 cbm Thermalwasser gefördert wurden, verursachte nur das Ver-
n von 2 Quellen der oberen Gruppe, während die in der gleichen Fassung
höher austretenden Quellen lediglich eine Beeinträchtigung ihrer Ergiebig-
eigten. Bei den unteren Quellen stellte sich bald ein Spiegelstand ein, der
ch der Entfernung vom Landesbad mit 3—23 cm unter dem Normalstand
s. Abb. 1).

Der Chloridgehalt sank bei fast allen Quellen während des Pumpens um
%. Erstmalig wurde der Einfluß von Niederschlägen — zum mindesten bei
unteren Quellengruppe — eindeutig nachgewiesen durch Ansteigen der
lspiegel, verbunden mit Rückgang der Temperatur und des Salzgehaltes.

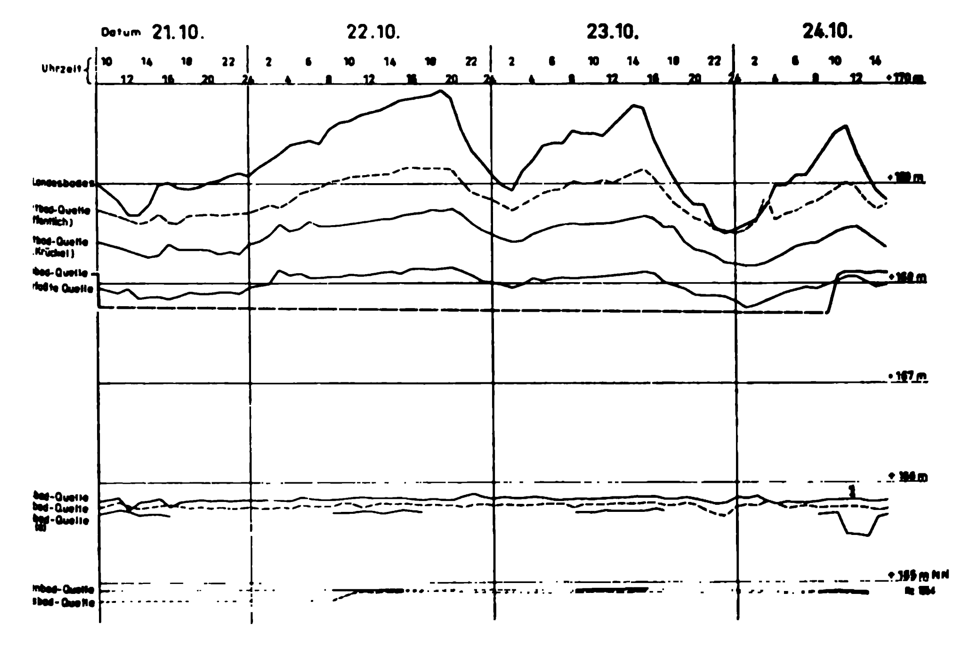


Abb. 2

Die angeführten Beobachtungen erlauben folgende Rückschlüsse:

Die Burtscheider Quellen entspringen auf Spalten, die größtenteils ı unmittelbar miteinander in Verbindung stehen, sondern von einer gemeinsa Hauptader in der Tiefe gespeist werden. Der Umstand, daß der Salzgehalt längerem Pumpen trotz gleichbleibender Temperatur absinkt, läßt sich d einen Zufluß von Süßwasser in der Tiefe erklären. Diese Betrachtungen fül zur Frage der Herkunft des Thermalwassers, die früher schon von vers denen Seiten eingehend erörtert wurde, vor allem von I. BEISSEL 1886. C den dort diskutierten Auffassungen eine weitere hinzufügen zu wollen, soll darauf hingewiesen werden, daß ein Zusammenhang mit dem in 7 km fernung im SW gelegenen Gebiet von Altenberg-Moresnet am wahrschein sten ist. Hier treten Sandsteine des Oberdevons und Kohlenkalk weithi Tage, so daß die Möglichkeit für eine Versickerung der Niederschläge geg ist. Der Höhenunterschied dieses Gebietes von 15—30 m gegenüber den Q vorbrüchen in Burtscheid würde genügen, um deren Druck zu erklären, w der Punkt des Austrittes bedingt ist durch das Auskeilen der abdichte Kreidedecke, vielleicht in Verbindung mit Querstörungen, wie sie im nör anschließenden Limburger Revier vielfach bekannt sind. Bezüglich des gehaltes der Quellen ist darauf hinzuweisen, daß in den Gruben des Aach Reviers, namentlich im östlichen Teil, Wässer mit Chloridgehalten auftr welche fast denen des Meerwassers entsprechen und somit die der Aach Quellen um das 2—10fache übertreffen. Da unter der Aachener Überschieb von welcher die Burtscheider Überschiebung wahrscheinlich in der Tiefe zweigt, das Steinkohlengebirge ruht, ist eine Aufnahme des Salzgehaltes diesem wahrscheinlich. Die Frage nach der Herkunft der Solen im Steinkol gebirge kann hier nicht erörtert werden.

Es ist schwierig, über säkulare Änderungen der Quellen in Chemis Temperatur und Ergiebigkeit zuverlässige Aussagen zu machen, da die Ang aus früheren Zeiten vielfach zu ungenau sind. Zweifellos jedoch sind die Q spiegel namentlich der oberen Gruppe erheblich gefallen, während bei unteren Quellen eine Erniedrigung der Temperatur im Laufe der Jahrze eingetreten zu sein scheint. Dieser Umstand deutet hin auf ein verstärktes fließen der Quellen der oberen Gruppe etwa im Bereich der Oberfläche anstehenden Gesteins auf neugebahnten Wegen.

Schrift

BEISSEL, IGN.: Der Aachener Sattel und die aus demselben vorbrechenden Thermalqu 338 S. Aachen 1886.

W. CARLÉ:

Rechtsschwierigkeiten bei Veröffentlichungen über Mineralquellen

In einer Veröffentlichung wurden ältere, in Akten aufgefundene Anal von verlorengegangenen Mineralwässern mit Erlaubnis der Eigentümer p ziert und mit der chemischen Zusammensetzung heute noch bestehender un Handel befindlicher Mineralwässer verglichen. Daraus wurden wissenschaft Schlüsse über die Genese der Wässer eines größeren Bezirkes gezogen; sch lich wurde in sehr vorsichtiger Formulierung die Ansicht ausgesprochen, diese Wässer wohl heilkräftig gewesen und wahrscheinlich auch wiede erschließen seien. Diese Arbeit wurde von der Lokalpresse des Gebietes ref und kommentiert.

Einige Mineralbrunnenunternehmer der betreffenden Region erklärten sich als dadurch geschäftsgeschädigt und drohten mit gerichtlichem Vorgehen. Dies wurde wie folgt begründet:

1. Die Wiedergabe alter Analysen verstößt gegen die Richtlinien zu den Begriffsbestimmungen für Mineralwässer des Deutschen Bäderverbandes, in denen Neuanfertigung von Analysen nach Ablauf jedes Jahrzehntes gefordert wird.
2. Es ist unlauterer Wettbewerb, wenn nicht mehr existierende Wässer mit auf dem Markt befindlichen Wässern verglichen werden und anschließend geraten wird, diese Wässer wieder zu erschließen. Man stützte sich bei dieser Behauptung auf das Rundschreiben des Bundesinnenministeriums vom 18. Dezember 1953 — 4506 — 2995/53 (veröffentlicht im Gemeinsamen Ministerialblatt Jg. 5, Nr. 2, S. 37; Bonn, 10. Januar 1954) über irreführende Werbung für Lebensmittel, das seine rechtliche Grundlage im Lebensmittelgesetz vom 5. Juli 1927, § 4, Abs. 3, findet.

Die Unternehmer wurden davon überzeugt, irrtümlicherweise eine wissen-haftliche Arbeit als Werbeschrift sowie wissenschaftliche Methoden als Werbe-ethoden angesehen zu haben, und sie zogen ihre Forderungen zurück. Zur hnellen Bereinigung des Mißverständnisses half vor allem das Zitat eines eichsgerichtsurteiles (RGZ 84, S. 296 ff.): „Wissenschaftliche Arbeiten sind sub-ktive Bekundungen, denen kein Tatsachenwert beizumessen ist."

Nicht nur im Sektor Mineralwasser können solche bedauerliche Mißver-ändnisse vorkommen, daher erscheint eine Bekanntgabe dieses Falles im Inter-sse der Fachwelt angebracht. Bei Abfassung von wissenschaftlichen Arbeiten ber Mineralwässer sollte man zweckmäßigerweise folgende Gesichtspunkte eachten:

1. Es empfiehlt sich, im Vorwort kurz zu betonen, daß ein Vergleich von Mineralwässern zu wissenschaftlichen Zwecken keine Rangordnung der Wässer in medizinischer und wirtschaftlicher Hinsicht darstellt. Wird ein Abschnitt über balneologische Gesichtspunkte angefügt, so sind Werturteile nur absoluter Art (z. B. „ausgezeichnetes Wasser"), niemals aber vergleichender Art (z. B. „besser als das Wasser von..." oder „das beste Wasser des Bezirkes") zu gebrauchen.
2. Nur veröffentlichte Analysen dürfen ohne weiteres verwendet werden; Analytiker und Datum der Ausfertigung von Analysen sind in jedem Fall zu nennen. Nicht veröffentlichte Analysen sind Eigentum dessen, der sie anfertigen ließ; sie dürfen in jedem Fall nur mit Erlaubnis des Eigentümers veröffentlicht werden.

Alles ist zu vermeiden, was das Verhältnis zwischen Mineralbrunnen-ndustrie, Bäderverwaltungen und geologischer Forschung trüben könnte, da iese Kreise bei gedeihlicher Arbeit aufeinander angewiesen sind.

Aussprache: Martini.

Friedrich Nöring:

Diskussionsbemerkung zum Vortrag W. Friedrich:

„Lysimetermessungen und andere gewässerkundliche Verfahren zur Ermittlung der Grundwassererneuerung"

Die Ermittlung der Grundwassererneuerung nach den Formeln $A_u = N - V$ A_o (im langjährigen Mittel) oder $A_u = N + B_o + B_u - V - A_o - R_o - R_u$

(für beliebig kurze Zeiträume) ergibt kleinere Werte, als sie sich bei späterer Grundwasserentnahme herausstellen werden. Grundwasserentnahme bewirkt nämlich Absenkung der Grundwasseroberfläche. Dadurch wird A_u auf Kosten von V und A_o vergrößert. Besonders zu Buch schlagend muß dieser Vorgang sein, wo die Grundwasseroberfläche in der Nähe der Erdoberfläche innerhalb großer Teile des Einzugsgebietes lag und infolge der Absenkung Pflanzen- und Bodenverdunstung vermindert wird und gleichzeitig eine bestimmte Wassermenge, die vorher im Untergrund keinen Platz vorfand, Einsickerungsmöglichkeit erhält. KOEHNE (1933, S. 227) erwähnt dazu ein drastisches Beispiel: „In einem durch den Bergbau ausgetrockneten, von Trockenrissen durchzogenen und von Kaninchen unterwühlten Moorgebiet bei Aschersleben beobachtete man, daß ein Wolkenbruch glatt aufgenommen wurde, ohne daß Überschwemmung und oberflächlicher Abfluß eintrat." Das Ausmaß der Verschiebung der einzelnen Bilanzposten wird bei jeder Grundwasserentnahme anders sein. Sie ist am geringsten, wenn die Grundwasseroberfläche im abgesenkten Teil des Einzugsgebietes schon vor der Entnahme tiefer als die Eindringtiefe der Pflanzenwurzeln lag. Dennoch wird der Vorgang in kaum einem Falle gänzlich ausbleiben, da die Grundwasseroberfläche eines jeden Grundgewässers zumindest in der Nähe des Vorfluters nahe an die Erdoberfläche herantritt.

Schrift

KOEHNE, W.: Das unterirdische Wasser. — Handb. Geophysik, 7, Abschnitt III, S. 183—252, Berlin (Gebr. Borntraeger) 1933.

E. OSTENDORFF:

Diskussionsbemerkung zum Vortrag H. ZAKOSEK:

„Über Einfluß des Bodens auf das Grundwasser"

gleichzeitig zum Vortrag W. FRIEDRICH:

„Lysimetermessungen"

(s. S. 36 und S. 41 dieses Bandes).

Die Ausführungen von Herrn ZAKOSEK kann ich aus eigenen Arbeiten (OSTENDORFF, Der Wasserhaushalt des Bodens in Abhängigkeit vom Boden, Bewuchs und Kultur. Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenk. **60**, H. 3, 1953) voll bestätigen. Die bisherige Meinung von Durchlässigkeit, von Wasserstauern und Wasserführern ist in bezug auf den abdeckenden Boden weitgehend zu revidieren. Das Wasser muß erst durch den Boden kommen, um in einen Wasserführer zu gelangen. Dann gelten die bisherigen Vorstellungen. Die Durchlässigkeit der verschiedenen Horizonte (nicht Schichten) des Bodens ist sehr verschieden und hängt in erster Linie vom Bodentyp, nicht von der Bodenart ab. Z. B. kann der Oberboden eines sandigen rostfarbenen Waldbodens viel weniger durchlässig sein als der einer lehmigen Schwarzerde oder eines braunen Waldbodens usw. Ich empfehle, den Bodenbewuchs und die Kulturart des Bodens in die Untersuchungen einzubeziehen. Durch diese werden die Einsickerungsmengen in den Boden noch weiter und wesentlich variiert. Am ungünstigsten schneiden dabei die Ackerböden ab, weshalb diese, obwohl sie nicht immer den größten Verbrauch aufweisen, doch am ungünstigsten bei der Grundwasseranreicherung wirken müssen. Zu den Lysimeterversuchen ist zu sagen, daß auch

bei ihnen der gewachsene Boden, und zwar so, wie er natürlich vorliegt, berücksichtigt werden muß (eingefüllter Boden kann nie natürlich gelagerter werden!). Weiter arbeiten Lysimeter mit ebenen Oberflächen. Ganz ebene Oberflächen gibt es in der Natur aber nur ausnahmsweise. Auch ist es schwer, mit Hochwald- oder natürlichem Dauerwaldbewuchs zu arbeiten, auch schon wegen der tiefgehenden Wurzeln nicht, die an der Untergrenze (Wasser—Luft-Berührung) ideelle Saugmöglichkeiten im Lysimeter vorfinden, wie etwa in Dränrohren. Selbst unveränderte natürliche Böden, in Lysimetern eingebracht, müssen deshalb von der Wirklichkeit erheblich abweichende Ergebnisse zeigen.

FRIEDRICH NÖRING:

Diskussionsbemerkung zum Vortrag W. DIENEMANN:

„Über Erfahrungen beim praktischen Gebrauch der Richtlinien des DVGW für die Errichtung von Schutzgebieten für Trinkwassergewinnungsanlagen“

Der Diskussionsredner hat an der endgültigen Abfassung der Richtlinien auf den letzten Arbeitssitzungen des Ausschusses „Wassergewinnung“ an 7 Tagen zwischen dem 8. Januar 1952 und 11. November 1952 mitgewirkt. Die im Vortrag und in den Diskussionsbemerkungen vorgebrachten schwierig gelagerten Fälle waren dem Ausschuß bekannt, ebenso wie eine große Zahl komplizierter Situationen, die nicht erwähnt wurden. Der Ausschuß hat bewußt darauf verzichtet, eine enumerative Aufzählung aller denkbarer Faktorenkombinationen zu versuchen. Er hat fernerhin bewußt davon abgesehen, starre Richtwerte zu nennen. Er hat es als Vorteil angesehen, daß die „Richtlinien“ elastisch sind. Die Arbeit hat dadurch Anerkennung gefunden, daß die „Richtlinien“ in ihrer elastischen Form in einem Erlaß des Bayerischen Ministeriums des Innern amtlich in einem so vielgestaltig aufgebauten Land wie Bayern zur Vorschrift gemacht wurden. Z. B. ist der Fall, daß die „engere Schutzzone“ nicht unmittelbar an den „Fassungsbereich“ angrenzt, durch die Formulierung, daß sie sich „in der Regel“ anschließt, klar zum Ausdruck gebracht. Auch steht die grundsätzliche Aufgliederung des Schutzgebietes in „Fassungsbereich“, „engere Schutzzone“ und „weitere Schutzzone“ nicht einem etwaigen Bedürfnis entgegen, eine weitere Untergliederung in beliebig viele Einzelbereiche vorzunehmen. Auf die Notwendigkeit der Heranziehung erfahrener Sachverständiger ist deutlich hingewiesen, ebenso wie auf die Notwendigkeit der Anpassung an neue wissenschaftliche Erkenntnisse.

Schrift

Richtlinien für die Einrichtung von Schutzgebieten für Trinkwassergewinnungsanlagen (Trinkwasserschutzgebiete). I. Teil: Schutzgebiete für Grund- und Quellwassergewinnungsanlagen. Frankfurt a. M. (Deutscher Verein von Gas- und Wasserfachmännern) 1953.



| sheet 11/15/94

EHRUNGEN

Anläßlich der Hauptversammlung in Arnsberg 1954 wurden die von unserer Gesellschaft gestifteten beiden Medaillen verliehen. Herr STILLE als Vorsitzender und ältestes Ehrenmitglied überreichte die LEOPOLD VON BUCH-Plakette an Herrn Olaf HOLTEDAHL, Oslo, die HANS STILLE-Medaille an Herrn Hermann SCHMIDT, Göttingen.

Herr STILLE gab den Ehrungen dieser beiden Kollegen mit folgenden Worten Ausdruck.

„Wir begrüßen in Ihnen, verehrter und lieber Herr HOLTEDAHL, einen der führenden Männer der Geologie Nordeuropas, des großen norwegischen Meisters W. C. BRØGGER würdigen Schüler.

Sie haben der Geologie in unermüdlichen Felduntersuchungen gedient, dieses zunächst in Ihrem norwegischen Heimatlande. Das Heimatland ist groß, das Forschungsfeld ist weit. Sie haben sich an vielen Stellen desselben betätigt, so im Süden im engeren Raume von Oslo, so weiter nördlich im Studium der eokambrischen Formationen, so im Raume des Mjösen-Sees, wo Sie die Spuren einer alten Eiszeit fanden und hier ein Problem berührten, das Sie auch fernerhin oft beschäftigt hat. Große und erfolgreiche Studien haben Sie in Finmarken durchgeführt, und hierüber haben Sie in vielerlei Publikationen berichtet. Auf den Spuren von HANS REUSCH hat Sie auch dort das Phänomen der alten Vereisungen beschäftigt. Sie haben sich nicht begnügt mit der Ermittlung neuer Befunde, sondern alles sahen Sie im Lichte großer Probleme der Stratigraphie und der Tektonik. Und zu dem Studium über das ältere Gebirge sind dann später so viele schöne Arbeiten über die junge Entwicklung Skandinaviens und nicht zum wenigsten über das Relief der submarinen Grenzräume hinzugekommen. Von Ihren Studien zeugen wertvolle Kartenwerke, die erst kürzlich durch die prächtige geologische Karte Norwegens im Maßstab 1 : 1 000 000 eine Krönung erfahren haben. Ihre wissenschaftliche Arbeit haben Sie über das festländische Norwegen hinaus weit hinein in die arktischen Gebiete ausgedehnt. Die Untersuchungen, die Sie mehrere Sommer hindurch auf Spitzbergen und auf der Bären-Insel durchführten, haben wertvolle Früchte getragen. Eine große Expedition, zu der Sie den Impuls gegeben haben und deren Führer Sie dann gewesen sind, hat Sie nach Nowaja Semlja geführt. Auch in der Antarktis haben Sie erfolgreich gearbeitet. In Nordeuropa hat Sie z. B. das Problem der kaledonischen Faltungen viel beschäftigt, und so schilderten Sie uns das große zusammenhängende orogene System, das die alte Kernmasse Laurentia umzieht, angefangen von den Appalachien, ja schon von den Ouachitiden über die Britischen Inseln und Ihr heimatliches Norwegen und dann durch die Polargebiete mit Bären-Insel, Spitzbergen, Nordost-Grönland bis zum arktischen Nordamerika.

Zu solcherlei Synthesen, die so weite Erdgebiete umfaßten, waren Sie berufen auf Grundlage von so vielem, was Sie außer in Norwegen und der Arktis auf den Britischen Inseln und dem amerikanischen Kontinent mit eigenen Augen geschaut und so fruchtbar innerlich verarbeitet haben.

Viel Anerkennung ist Ihnen, lieber Herr HOLTEDAHL, mit Recht zuteil geworden. Nehmen Sie nun bitte auch diejenige entgegen, die die deutsche Kollegenschaft, in derem Kreise Sie manchen persönlichen Freund besitzen, Ihnen heute in Form der LEOPOLD-VON-BUCH-Plakette der Deutschen Geologischen Gesellschaft darbringt, indem sie Ihnen zugleich ein herzliches Glückauf zu weiteren großen Taten im Dienste und zum Segen unserer Wissenschaft zuruft.“



Olaf Holtedahl

DIE DEUTSCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT
VERLIEH IM JAHRE 1954
DIE

LEOPOLD VON BUCH-PLAKETTE

AN

OLAF HOLTEDAHL

OSLO

den erfolgreichen Erforscher der Geologie Norwegens und der Arktis



DIE DEUTSCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT

VERLIEH IM JAHRE 1954

anläßlich ihrer 106. Hauptversammlung in Arnsberg/Westfalen

DIE

HANS STILLE-MEDAILLE

AN

HERMANN SCHMIDT

GÖTTINGEN

den hervorragenden Paläontologen und Stratigraphen des deutschen Paläozoikums

Zu Herrn Hermann SCHMIDT gewandt, sagte Herr STILLE:

„Sie schauen, lieber Herr SCHMIDT, zurück auf viele Jahrzehnte eines an
:bnissen reichen Forscherlebens, in dem Sie einer der führenden Männer
.er Erforschung der Faunen der devonisch-karbonischen Schichtsysteme ge-
en sind, und vor allem haben es die Goniatiten Ihnen schon früh angetan.
ıerhin bilden diese nur eine von den vielen Tiergruppen, denen Sie sich
:rfolgreich gewidmet haben. Nicht zum wenigsten hat sich Ihre Arbeit an
sauerländischen Raum geknüpft, in dem die DGG jetzt ihre Jahrestagung
ält. Wir schätzen in Ihnen ferner den ausgezeichneten Stratigraphen, der
der streng paläontologischen Basis gearbeitet hat und zu Erfolgen gekommen
die seinen Namen wahrlich nicht nur in Deutschland, sondern auch sonst in
·opa und weit über Europas Grenzen hinaus bekannt gemacht haben. Das
e ich z. B. empfinden können, als ich in Texas und Nachbarstaaten reiste, wo
in den wissenschaftlichen Diskussionen die Rede gerade von Ihren Ar-
:en war.

Sie verfügen über die beneidenswerte und schon von früher Jugend an
flegte Gabe, auch in bis dahin für paläontologisch unergiebig gehaltenen
ichtfolgen schließlich doch Fossilreste zu finden. Sie hat es Ihnen z. B. er-
glicht, der früher im stratigraphischen Profile bald hier, bald dort eingeord-
en Quarzitzone, einer Rückgratzone des deutschen Variszikums, die vom
sterwald durch den Harz bis in den Raum von Magdeburg reicht, den rich-
:n Platz anzuweisen, womit die Basis auch für neue tektonische Auffassungen
;eben war. Neben Ihren speziellen paläontologischen Untersuchungen stehen
allgemein-paläontologischen und nicht zum wenigsten auch bionomischen
l faziell-bionomischen Fragen, in denen Sie sich meisterlich bewährt haben.
nn ich das Wort Fazies nenne — so denke ich auch an Ihre Statuierung des
nzips der Schwellen- und Beckenfazies, das sich als sehr fruchtbar in der
äobiologischen, der stratigraphischen und der tektonischen Forschung er-
·sen hat.

In Anerkennung Ihrer großen Leistungen für Geologie und Paläontologie
leiht Ihnen die Deutsche Geologische Gesellschaft ihre satzungsmäßig spe-
ll für die Ehrung deutscher Geologen bestimmte Auszeichnung. Sie tut das
besonderer Freude hier im Raume des Rheinischen Schiefergebirges und
ziell des Sauerlandes, in dem Sie so Schönes geschafft und andere das wissen-
ıftliche Schaffen gelehrt haben. Sie tut es mit dem Ausdruck des Dankes für
Treue, mit der Sie unserer Wissenschaft gedient haben, und mit dem herz-
en Wunsche, daß Ihnen noch lange Zeiten fruchtbarsten wissenschaftlichen
kens beschieden sein mögen."

ZUR GEOLOGIE DES SAUERLANDES

106. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Arnsberg (Westfalen) vom 12. bis 19. September 1954

Geschäftsführer: Prof. Dr. Hermann SCHMIDT, Göttingen

Verlauf der Tagung:

Vor-Exkursionen

12. September: Exkursion in das Gebiet der Mittleren Lenne (Bilstein—Grevenbrück—Meggen) (s. S. 404).
Führung: Herr A. PILGER, Krefeld.

13.—14. September: Exkursion Finnentrop—Balve—Arnsberg (s. S. 410).
Führung: Herr Hermann SCHMIDT, Göttingen.
13. September: Rönkhausen—Balve—Menden.
14. September: Die Arnsberger Aufschlüsse.

13. September: Exkursion in das Oberdevon, Unter- und Oberkarbon des Remscheid—Altena—Arnsberger Sattels und der Lüdenscheider Mulde bei Arnsberg (s. S. 412).
Führung: Herr F. KÜHNE, Hannover.

Veranstaltungen im Laufe der Tagung:

14.—16. September: Hauptversammlung in Arnsberg im Sitzungssaal des Regierungsgebäudes:
14. September, 9 Uhr: Eröffnung und Wissenschaftliche Sitzungen (s. S. 204).
Am Spätnachmittag:
a) Führung durch die Stadt.
b) Geologische Führung (Hermann SCHMIDT) in das gefaltete Namur am Ruhrufer (s. S. 411).
15. September, 8.30 Uhr: Geschäftliche Sitzung (s. S. 206), anschließend Wissenschaftliche Sitzungen (s. S. 205).
Nachmittags:
a) Exkursion in das Givetgebiet des Wennetales.
Führung: Herr LOTZE, Münster.
b) Fahrt durch den südlichen Arnsberger Wald zum Kloster Brunnen und zur Sorpetalsperre.
16. September, 8.30 Uhr: Wissenschaftliche Sitzungen (s. S. 205):
Nachmittags: Geologische Exkursion zur Möhne (s. S. 417).
Führung: Herr F. KÜHNE, Hannover.
Geselliger Abend im „Haus Delecke" am Möhnesee auf Einladung des Ruhrtalsperrenvereins.

Nach-Exkursionen

17.—18. September: Exkursionen zu den Sätteln von Warstein und Brilon (s. S. 419).
Führung: Herr F. KÜHNE, Hannover.
17. September: Meschede und Warsteiner Sattel.
18. September: Briloner Sattel.

19. September: Exkursion zum Messinghäuser Sattel und Ostsauerländer Hauptsattel (s. S. 427).
Führung: Die Herren BOTTKE und KÜHNE.

18. September: Exkursion in das Gebiet der Waldecker Hauptmulde und des Ostsauerländer Hauptsattels (Winterberg—Usseln—Diemelsee) (s. S. 429).
Führung: Herr H. SCHMIDT, Göttingen.

Eröffnungssitzung

Am Dienstag, 14. September 1954, gegen 9 Uhr eröffnet Herr Hermann SCHMIDT als Geschäftsführer die 106. Hauptversammlung unserer Gesellschaft. Er führt dazu etwa folgendes aus:

„Zur Zeit der letzten Westfalen-Tagung, die wir 1925 in Münster hatten, kam Arnsberg als Tagungsort noch nicht in Frage, weil diese Gegend geologisch noch zu wenig erforscht war. Wir machten von Münster aus zwar eine Exkursion ins Hönnetal, aber die nähere Umgebung Arnsbergs wurde erst später bekannt. Heute können so viele aufschlußreiche Exkursionen von hier aus gemacht werden, daß uns die Auswahl schwer wurde. Wir hoffen zeigen zu können, daß unser Sauerland wichtige Beiträge zur Erdgeschichte und eine Fülle von wertvollem Anschauungsmaterial zur Ausbildung von Geologen liefert. Wir bitten dabei, unsere Exkursionen als Anregungen zu betrachten; an sich wäre es dem Gegenstand angemessener, die Zusammenhänge zu erwandern und mit gründlichen Fossilaufsammlungen zu belegen, wozu uns leider die Zeit fehlt.

Ich darf in Ihrem Namen schon jetzt den Rednern und den Exkursionsführern danken, die uns Einblicke in ihre Forschungen geben wollen.

Vor allem habe ich den Gastgebern zu danken, dem Herrn Regierungspräsidenten, der uns diesen schönen neuen Saal zur Verfügung stellte, der Stadt Arnsberg für eine Beihilfe zu den Exkursionskarten und den vielen Arnsbergern, die uns freundlich unsere Wege ebneten. Die mühsame und sorgfältige Arbeit des Herrn VOLLMER vom Arnsberger Verkehrsverein verdient besonders hervorgehoben zu werden. Hier sei auch dem Ruhrtalsperrenverein gedankt, dessen Gäste wir an der Henne- und Möhnetalsperre sein werden, wobei wichtige Fragen zum Kapitel Geologie und Wasserwirtschaft besprochen werden können."

Herr STILLE ergreift das Wort und gibt seiner besonderen Freude darüber Ausdruck, daß er als Vorsitzender der Gesellschaft sich der angenehmen Pflicht unterziehen darf, im Namen von Vorstand und Beirat folgende Ehrungen für hervorragende wissenschaftliche Arbeiten auszusprechen. Er verleiht

die LEOPOLD-VON-BUCH-Plakette

an Herrn Olaf HOLTEDAHL, Oslo,

den erfolgreichen Erforscher der Geologie Norwegens und der Arktis (s. S. X).

Zur Freude aller Anwesenden ist Herr HOLTENDAHL zu uns gekommen und somit in der Lage, die Plakette persönlich aus den Händen unseres Vorsitzenden in Empfang zu nehmen.

Herr STILLE weist sodann darauf hin, daß eine enge Beziehung zwischen dem Tagungsort bzw. der Geologie des Sauerlandes und dem diesjährigen Geschäftsführer besteht, eine Beziehung, die vielleicht seitens des Vorstandes mit gewisser Absicht herausgestellt worden ist. Denn die geologische Erforschung des Sauerlandes ist durch Hermann SCHMIDT in hervorragender Weise vorangetrieben worden. So trifft es sich besonders gut, daß gerade an dieser Stelle die Verleihung der

HANS-STILLE-Medaille

an Herrn Hermann SCHMIDT, Göttingen,

den hervorragenden Paläontologen und Stratigraphen des deutschen Paläozoikums, vorgenommen werden kann (s. S. XI).

Schließlich dankt Herr STILLE Herrn SCHMIDT als dem Geschäftsführer dieser Tagun für die vorbereitende Arbeit und spricht die Überzeugung aus, daß die Tagung einen nette Verlauf nehmen wird.

Herr SCHMIDT dankt für die Anerkennung seiner Arbeit und eröffnet 9.45 Uhr d

Wissenschaftlichen Sitzungen

Vorträge der Herren:

Hermann SCHMIDT: Erfahrungen und Aufgaben der Sauerland-Geologie (s. S. 208).
Diskussion: HENKE.

A. PILGER: Geologie der Umgebung von Meggen (s. S. 350).
Diskussion: STILLE.

BREDDIN: Die tektonische Verformung der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge (s. S. 22
Diskussion: ENGELS (s. S. 306), REICH.

ÖNENBERG: Oberdevonische Tektonik und Deckdiabas in der nordöstlichen Dillmulde.
Diskussion: KOCKEL, KNETSCH, PILGER, LIPPERT, KELLER, BISCHOFF, SCHÖNENBERG.

lter J. SCHMIDT: Gesetzmäßigkeiten zentralanatolischer Chromitlagerstätten (s. S. 497).
Diskussion: PILGER.

Mittagspause von 13.10—14.30 Uhr.

Fortsetzung unter Vorsitz von Herrn AHRENS.

Vorträge der Herren:

ENIG: Die Bedeutung der geologischen Untersuchungen vor und bei dem Bau von Talsperren.

EITFELD & HENKE: Einführung in die Geologie des Gebietes der Hennetalsperre und die geologischen Vorarbeiten für den Neubau dieser Talsperre (s. S. 402).
Diskussion: RODE, KARRENBERG, HENKE, KOENIG, Walter J. SCHMIDT, LEHMANN, KÜHNE.

EYER: Die Verwendung von Naturgesteinen für Schwarzdecken im Straßenbau.

RÜMPER: Versauerung und Kalkung sauerländischer Waldböden.
Diskussion: AHRENS, GRADWOHL, VON BÜLOW, HESEMANN, TRÜMPER.

BERT: Ein tertiäres Stromsystem im Ostsauerländer Schiefergebirge.
Diskussion: KÜHNE, MEINECKE.

Schluß der wissenschaftlichen Sitzung 18.30 Uhr.

. September, 9.15 Uhr, unter Vorsitz von Herrn PILGER:

Vorträge der Herren:

EINECKE: Probleme der Landschaftsformung im Sauerland.
Diskussion: KOCKEL, H. SCHMIDT, KÜHNE, MEINECKE.

BERT: Über Fazies und tektonische Entwicklung im Bereiche des Ostsauerländer Hauptsattels.
Diskussion: STILLE.

ENKE: Fazielle Ausbildung des Mittel- und Oberdevons in der Attendorn—Elsper Doppelmulde.
Diskussion: PILGER, H. SCHMIDT, HENKE.

ABIEN: Zur Ostracoden-Chronologie des Oberdevons (s. S. 217).
Diskussion: FIEBIG, BREDDIN, RABIEN.

TTKE: Der Roteisenstein des östlichen Sauerlandes (s. S. 427).

September, 8.40 Uhr, unter Vorsitz von Herrn MEMPEL:

Vorträge der Herren:

GELS: Tektonische und stratigraphische Folgerungen im Unterdevon zwischen Loreley und Lorchhausen auf Grund kleintektonischer Untersuchungen.
Diskussion: HENKE, BREDDIN.

ITFELD: Das Mendener Konglomerat (s. S. 387).
Diskussion: SCHRÖDER, KÜHNE, KNETSCH, KOCKEL, HENKE, HAHNE, Dora WOLANSKY.

LEHMANN: Merkmale magmatischer Infiltration und Injektion in den Keratophyrtuffen bei Meschede (s. S. 353).
Diskussion: HENKE.

LEICHER: Tektonische Analyse einer Schuppenzone.
Diskussion: HENKE, KOCKEL, LÖSCHER.

BÜLOW: Die Urkruste des Mondes.
Diskussion: REICH, HOLTEDAHL, STILLE, KRAUSE.

Protokoll der Geschäftlichen Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft anläßlich der 106. Hauptversammlung in Arnsberg (Westfalen) am 15. September 1954

Verhandlungspunkte

1. Bericht des Vorsitzenden.
2. Kassenbericht.
3. Entlastung.
4. Bericht des Schriftleiters.
5. Bericht über die Bücherei.
6. Neuwahl des Vorstandes und Beirates.
7. Festlegung von Ort und Zeit der Frühjahrstagung und der Hauptversammlung für das Jahr 1955.
8. Verschiedenes.

1. Als Vorsitzender der Deutschen Geologischen Gesellschaft eröffnet Herr Hans STILLE um 8.30 Uhr die Geschäftliche Sitzung der Mitglieder der Gesellschaft. Er gibt zunächst den Stand der Mitgliederzahl bekannt. In der Zeit vom 1. September 1953 bis 31. August 1954 sind 11 Mitglieder verstorben, deren Namen verlesen werden und zu deren Gedenken sich die Versammelten von ihren Plätzen erheben.

Sonstige Abgänge:	35
verstorben:	11
Abgänge insgesamt:	46
Zugänge:	50
Mitgliederzahl am 31. August 1954 =	949.

Der Vorsitzende gibt dann einen kurzen Rückblick auf die im Winter 1953/54 abgehaltenen Monatsversammlungen in den Städten Berlin, Essen, Hannover, München, Münster i. W., Stuttgart und Wiesbaden. In zahlreichen, stets gut besuchten Vorträgen ist hier über die verschiedenen Gebiete geologischer Forschung gesprochen und diskutiert worden. Auch die mit dem Thema „Hydrogeologie" unter der Geschäftsführung von Herrn Franz MICHELS abgehaltene Frühjahrstagung in Wiesbaden bot besonders den Wasserfachleuten eine starke Anregung.

2. und 3. Sodann legt Herr SCHLÜTER den Kassenbericht über das Geschäftsjahr 1953 (1. Januar bis 31. Dezember 1953) vor. Er gibt ferner eine Vorschau auf die weitere finanzielle Lage der Gesellschaft. Höhere Ausgaben gegenüber dem Vorjahr werden durch das Erscheinen von 4 Heften der Zeitschrift entstehen.

Die Kasse und zugehörigen Bücher waren von den Herren Friedrich BREYER und Gerhard KELLER geprüft und für richtig befunden. Herrn SCHLÜTER wird von der Mitgliederversammlung Entlastung erteilt. Der für 1955 vorgelegte Haushaltsplan wird ohne Widersprüche genehmigt.

4. Da Herr RICHTER-BERNBURG zu seinem größten Bedauern wegen einer Unfallverletzung nicht an der Hauptversammlung teilnehmen kann, verliest Herr STILLE den für die Geschäftliche Sitzung von Herrn RICHTER-BERNBURG gegebenen Bericht über die Zeitschrift der Gesellschaft. Da zu den Themen, die die Tagungen des Jahres 1953 behandelten —

1. Salzgeologie,
2. Südwestdeutschland,
   a) Tübingen und Umgebung,
   b) Molasse,
3. Allgemeine Themen —

sehr viel Material vorliegt, wird der Band 1953 die 500 Seiten des vorjährigen Bandes an Umfang erheblich überschreiten. Dem Wunsch nach möglichst häufigem Erscheinen von Heften sowie der Aufnahme einer Rubrik „Aktuelle Mitteilungen" soll entsprochen werden. Die starke Nachfrage nach unserer Zeitschrift im Buchhandel zwingt uns, mit Beginn des Bandes 105 die Höhe der Auflage von 1250 auf 1500 Exemplare zu erhöhen.

5. Frau MOOS berichtet als Bibliothekarin über den Stand der Bücherei der Gesellschaft. Dem allgemeinen Wunsch nach Veröffentlichung des Kataloges soll in allernächster Zeit entsprochen werden. Der Zeitschriftenaustausch mit dem In- und Ausland ist auch in dem

verflossenen Jahre erweitert worden. Es wird angeregt, möglichst laufend die Zugangslisten mit einem billigen Vervielfältigungsverfahren bekanntzugeben.

6. Zur Vorstands- und Beiratswahl gibt Herr STILLE bekannt, daß in einer Vorstands- und Beiratssitzung am 14. September 1954 beschlossen wurde, der Mitgliederversammlung folgende Vorschläge zur Wahl zu machen:

Vorsitzender:	Herr BENTZ, Hannover
Stellvertretende Vorsitzende:	Herr DE LA SAUCE, Essen, Herr VOIGT, Hamburg
Schriftführer:	Herr NEUMAIER, München

Die Herren KÜHNE als Schriftführer, RICHTER-BERNBURG als Schriftleiter der Zeitschrift, SCHLÜTER als Schatzmeister und Frau MOOS als Archivarin des derzeitigen Vorstandes bleiben satzungsgemäß im Vorstand für das Jahr 1955.

Dieser Vorschlag wird von der Mitgliederversammlung einstimmig angenommen.

Aus dem Beirat scheiden folgende Herren aus:

VON HÜLSEN, KIRCHHEIMER, VOIGT.

Für die Wahl werden vom Vorstand folgende Herren vorgeschlagen:

KREJCI-GRAF,
RÜGER,
LIPPERT.

Auch dieser Vorschlag wird einstimmig von der Mitgliederversammlung angenommen.

Als Kassenprüfer werden die Herren Friedrich BREYER und Gerhard KELLER wiedergewählt.

7. Dem Vorschlag des Vorstandes entsprechend wird beschlossen, die Frühjahrstagung wie üblich in der Himmelfahrtswoche mit dem Thema „Steinkohle" in Krefeld abzuhalten. Die Geschäftsführung soll Herr POTONIÉ übernehmen. Als Tagungsort für die Hauptversammlung wird Würzburg, als Zeitpunkt Mitte September beschlossen. Die Geschäftsführung wird voraussichtlich Herr WURM haben.

Da zum Punkt 8 (Verschiedenes) keine Wortmeldungen erfolgen, schließt Herr STILLE um 9.10 Uhr die Geschäftliche Sitzung.

Arnsberg, den 15. September 1954.

Vorsitzender	Protokollführer	Schriftführer
STILLE	BECKSMANN, GABERT	KÜHNE

Erfahrungen und Aufgaben der Sauerland-Geologie*)

Von HERMANN SCHMIDT, Göttingen

Als Einführung zum Thema dieser Tagung sollen aus der Geschichte der Sauerland-Geologie einige Erfahrungen herausgestellt werden, neben den guten besonders auch die schlechten Erfahrungen, da man bekanntlich aus gemachten Fehlern am meisten lernen kann.

Gute Erfahrungen hat man bisher mit dem Gegenstand der Forschung, mit dem Gebirge selbst, gemacht; die Tücken, die man ihm zuschreiben wollte, sind nicht vorhanden. Fossilfreie Serien gibt es kaum. Allerdings muß man sich mit dem Suchen und dem Bestimmen einige Mühe geben, denn im allgemeinen sind die Fossilien verstreut und nicht sehr ansehnlich, wie das in Schiefern ja die Regel ist. Der tektonische Zusammenhang ist nirgends auf größere Strecken unterbrochen, man kann jedes Schichtglied um die Sättel und Mulden herum verfolgen und dabei die interessantesten faziellen Veränderungen beobachten. Störungen verschiedenster Art sind vorhanden, aber ihr Ausmaß ist in wichtigen Fällen überschätzt worden. Obgleich das Land bewaldet ist, reichen die Aufschlüsse zur Klärung von Stratigraphie und Tektonik aus.

Schlechte Erfahrungen hat man besonders mit der mangelnden Kontinuität der Forschung gemacht. Die Schuld daran trifft nicht die beteiligten Forscher.

Einiges davon möchte ich erläutern, wobei die Folge der bisherigen Übersichtskarten uns leiten möge.

Vor 100 Jahren begann die erste, von Bonn aus geleitete Kartierungsperiode ihre Früchte zu zeigen. 1855 erschien HEINRICH VON DECHENS geognostische Übersicht des Regierungsbezirks Arnsberg; 1855—1865 kamen die 34 Blätter 1 : 80 000 der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen heraus. Das war wohl etwas zu schnell. Hätten die Bearbeiter etwas mehr Zeit gehabt zu stratigraphischen Untersuchungen, dann würde man vielleicht heute das Unterdevon mit einer Plettenberg-Stufe beginnen lassen, statt mit dem Gédinnien.

1866 folgte VON DECHENS Übersichtskarte 1 : 500 000. Die Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe von EUGEN SCHULZ aus dem Jahre 1890 hat ein wertvolles Inventar der alten Gruben hinzugefügt.

VON DECHENS Kartenwerk zeigt zwischen dem Siegener Komplex im Süden und dem Stringocephalenkalk oder dem Oberdevon im Norden viele kleine Vorkommen von Diabas, Kalk oder Dachschiefer, aber die große Masse ging als Lenneschiefer — ein Begriff, der als Notbehelf damals wohl unvermeidlich war, der später aber allzu lange Zeit einer besseren Erkenntnis im Wege stand.

Wenn VON DECHENS Arbeit durch einen seiner Mitarbeiter fortgesetzt wor-

*) Vortrag, gehalten bei der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Arnsberg am 14. September 1954.

wäre, wäre wahrscheinlich die Aufgabe erkannt worden: Der Lenneschiefer-
nplex hätte zunächst gegliedert werden müssen, und zwar hätte man zuerst
e Übersicht über die Schichtfolgen von den großen Sattelkernen bis in die
ldenkerne gewinnen und zugleich diejenige Folge mariner Fossilgemein-
aften feststellen müssen, mit welcher eine Zuordnung zum allgemeinen
iema stattfinden konnte. Beides wäre zwischen Attendorn und Plettenberg
ht möglich gewesen.

Als jedoch um 1900 von Berlin aus neu angefangen wurde, begann man
ischen Hagen und Iserlohn in einer kaum halb marinen Schichtfolge und
uf Einheiten, die nur nach Westen verfolgt werden konnten, in den Ab-
gerungen aus dem Delta eines großen Flusses, der von Norden, vom Old Red-
ntinent, herkam. DENCKMANN unterschied im Liegenden des Massenkalks die
)nseler und unter diesen die Brandenberg-Schichten. Beide werden
on in der Lüdenscheider Mulde durch marine Einheiten ersetzt, die Finnen-
oper und die Selscheider-Schichten, zwischen denen aber weiterhin
h mehrere Einheiten des unteren Givet eingeschoben werden müssen.

Zeitbedingt war auch ein anderer Fehler des DECHENschen Kartenwerkes,
: Zusammenlegung der unterkarbonischen Grauwacken der Lahn und
er mit den oberkarbonischen der Ruhr und Möhne.

Größere Fehler in der Auffassung des Oberdevons traten jedoch erst
iter auf, als man die falsche Theorie von der Transgression der Cypridinen-
iefer aus dem Harz übernehmen wollte. Auf diesen Irrtum geht es zurück,
ß unter „Wocklumer Schichten" sehr Verschiedenes verstanden wurde und
ß die Begrenzung dieser Einheit heute noch unklar ist.

1926 waren Spezialkarten und Übersichtsbegehungen soweit gediehen, daß
ERNER PAECKELMANN eine neue Übersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 heraus-
ngen konnte, die uns heute unentbehrlich ist. Er hatte sie bereits ein Jahr
rher bei der letzten westfälischen Haupttagung unserer Gesellschaft 1925 in
inster im Entwurf vorgelegt. Hier war das Problem des Lenneschiefers in
r Hauptsache gelöst, in dessen Bereich jetzt 3 Einheiten des Unter-
vons und 3 des Mitteldevons unterschieden wurden — wenn auch
: Grenzen auf weite Strecken noch ausdrücklich als provisorisch bezeichnet
rden mußten. Leider mußte einer übersichtlichen Wiedergabe des tektonischen
ues manches andere geopfert werden, besonders die Darstellung der vulka-
chen Gesteine.

Das westliche Sauerland und das Bergische Land waren Gegenstand der
ologischen Übersichtskarte aus dem Jahre 1928 von ALEXANDER FUCHS. Diese
rte bringt so viel Einzelheiten, daß sie einem verkleinerten Zusammendruck
n Spezialkarten ähnlicher ist als einer Übersichtskarte. Sie behält ihren Wert,
ch wenn sich seither Umdeutungen ergeben haben wie vor allem im Kern
s Ebbesattels. Etwas unglücklich erscheint uns heute das beigegebene Profil,
f dem alle Verwerfungen gradlinig bis auf 4000 m Tiefe durchgezogen sind.

Für das östliche Sauerland — leider ohne Anschluß an die FUCHSsche
rte — kam 1933 eine neue Übersichtskarte von PAECKELMANN hinzu, die
nmehr 7 statt 3 Einheiten im Mitteldevon und auch bemerkens-
rte Korrekturen der tektonischen Leitlinien brachte, so etwa für den Verlauf
s Ostsauerländer Hauptsattels.

Nach 1933 liefen zunächst die Arbeiten im Sauerland in erfreulicher Weise
iter, sie wurden jedoch dann im Vierjahresplan vermindert. Nach dem Kriege
' als erster mein Schüler KNIPPING wieder eine Kartierung durchgeführt, es
gten andere, und seit 1952 hat auch das Amt für Bodenforschung wieder

eine bewährte Kraft eingesetzt, nämlich Herrn EBERT, der zunächst Blatt Eversberg bearbeitet. Dieser konnte PAECKELMANNS Arbeiten weiterführen und auch andere unveröffentlichte Aufnahmen verwenden.

Herrn EBERT verdanken wir die neue Übersichtskarte, die für die Teilnehmer dieser Tagung gedruckt worden ist. Sie hat den Maßstab 1 : 200 000. Eine Vergrößerung von ihr 1 : 100 000 kann im Westen mit der FUCHSschen Karte kombiniert werden, mit der sie sich etwas überschneidet. Ihre Reichweite entspricht soweit möglich der unserer Exkursionen, nur der äußerste Nordosten (Exkursion G) konnte nicht aufgenommen werden. Bl. Marsberg der geologischen Spezialkarte bietet dort eine gute Grundlage, welches zusammen mit 5 weiteren Blättern des Raumes Adorf—Brilon 1936 erschienen ist, aufgenommen hauptsächlich von W. PAECKELMANN. Bei der Kasseler Tagung unserer Gesellschaft im Jahre 1936 hat PAECKELMANN einiges davon auf Exkursionen vorgeführt, an welche unsere Nachexkursionen bei Brilon und an der Diemeltal-Sperre Anschluß finden.

Der Bereich der neuen Übersichtskarte umfaßt 24 Meßtischblätter, von denen bisher 12 als geologische Spezialkarten veröffentlicht worden sind.

Am Westrand unserer Übersichtskarte liegen Blätter der Lieferung 349 der geologischen Spezialkarte, die zum größten Teil von Herrn FRITZ KÜHNE aufgenommen sind. Zu unserer Freude zeigt Herr KÜHNE einiges davon auf 2 Exkursionen.

Nach Westen ist übrigens die Reichweite unserer Exkursionen so bemessen worden, daß die 1949 von Wuppertal aus besuchten Aufschlüsse nicht nochmals auf das Programm kamen.

Unmöglich können hier alle wichtigen Beiträge zur Geologie des Sauerlandes genannt werden. Die Herren HENKE und W. E. SCHMIDT sind als Autoren zahlreicher Spezialkarten zu nennen. Ich habe mich vergeblich bemüht, in diesen Karten wesentliche Fehler zu finden. Leider ging HENKE schon zu Beginn der 20er Jahre in einen benachbarten Wirkungskreis; er hat eine Reihe der wichtigsten Goniatiten-Fundpunkte aufgefunden und ausgebeutet, deren Fauna ich späterhin bearbeiten durfte. WILHELM ERICH SCHMIDT, der seine Fossilien selbst auswertete und große Teile seiner bedeutenden Crinoiden-Monographie fertiggestellt hatte, wurde als Opfer des Krieges seinem Wirkungskreis zu früh entrissen.

Daß der Paläontologe sein Material vom Geologen bekäme, wie in ZITTELS Grundzügen zu lesen ist, entspricht heute nicht mehr der Wirklichkeit. Auch der Paläontologe muß selber an die Fundorte gehen, aber man braucht auch Hinweise, wo man hingehen soll. Daß es im Sauerland auch für den Laien noch möglich ist, wichtige Funde zu machen, zeigt das Beispiel ADOLF KRAEMERS, des Arnsberger Katastersekretärs, der so wunderbar beobachten und zeichnen konnte. Ihm verdanke ich einen guten Teil der Fundpunkte für Conodonten und Goniatiten aus der Arnsberger Gegend, und so geht es zum guten Teil auf ihn zurück, wenn in der internationalen Gliederung der Erdgeschichte ein Abschnitt heute das Arnsbergium heißt, welches in England von HUDSON 1945 in der Form Arnsbergian Stage für das bisherige E 2 eingeführt wurde. Noch andere Hilfen verdanken wir ADOLF KRAEMER, diese betreffen den Ausdruck des geologischen Baues im Landschaftsbild. Mit dankenswerter Hilfe der Stadt Arnsberg konnte den Teilnehmern dieser Tagung ein Blatt mit Zeichnungen aus ADOLF KRAEMERS Nachlaß überreicht werden.

Westlich der Lenne gibt es noch ein paar nichtstudierte sogenannte Liebhaber-Geologen, von denen der bedeutendste sicher JULIUS SPRIESTERSBACH ge-

wesen ist, dessen Wirken aus dem Bergischen Lande bis weit ins Sauerland hinein reichte (Abhandlung „Lenneschiefer“ 1942).

Wir hoffen, daß friedliche Zeiten, entsprechende Veröffentlichungen und vielleicht auch schon diese Tagung dazu beitragen, daß dieser oder jener wieder zu freiwilliger Mitarbeit gewonnen wird. Einstweilen muß es leider als ein Mangel verbucht werden, daß die Zahl der Liebhaber-Geologen hier geringer ist als in anderen deutschen Gauen, was natürlich in der bisher relativ schweren Zugänglichkeit des Stoffes begründet ist.

Damit komme ich zu den jetzigen Aufgaben der Sauerland-Geologie. Ganz allgemein ist zunächst eine Aktivierung notwendig. Jede praktische Anwendung braucht genaue Unterlagen, dazu müssen die wissenschaftlichen Grundlagen noch ganz erheblich vervollständigt werden. Speziell gilt das für das Kartenwesen. Wenn eine Wasserversorgung oder sonst eine praktische Frage zu bearbeiten ist, macht es natürlich einen großen Unterschied, ob eine gute Spezialkarte vorliegt oder nicht. Die Voraussetzung für ein vernünftiges Kartenwesen aber ist wieder eine geordnete Stratigraphie, und auf diesem Gebiet kann uns die Verantwortung nicht abgenommen werden.

In anderen Ländern sind andere Formationen reichhaltiger entwickelt und ergeben dementsprechend die Bezugssysteme, so der Jura in England, die Kreide in Frankreich und das Karbon in Nordamerika. Die Entwicklung des Devons — ursprünglich sollte es das Rheinische System heißen — ist nirgends so reich wie bei uns, deshalb erwarten die Geologen der anderen Nationen hier unseren Hauptbeitrag zur gesamten Erdgeschichte.

Stratigraphie und Kartierung muß wie immer Hand in Hand gehen. Sobald der Stand der Kartierung es erlaubt — das gilt heute im allgemeinen für die Einheiten oberhalb des Mitteldevons — müssen die stratigraphischen Probleme gelöst werden, indem man einzelnen Einheiten nochmals im Gelände nachgeht und dabei genaue Profilaufnahmen und genau eingestufte Fossilaufsammlungen macht. Ich denke mir das ungefähr wie die Arbeit Ruprecht, bei der auf diese Weise die Biostratigraphie des obersten Kulm im Sauerland geklärt worden ist. Bei solchen Arbeiten werden immer wieder Schürfe zur Vervollständigung der Aufschlüsse notwendig sein. Solche sind im Sauerland bisher nur in geringer Zahl ausgeführt worden. In früherer Zeit sind auf diese Weise Clymenienkalke bei Brilon und bei Balve gegliedert und ausgebeutet worden. 1937—1939 wurden einige größere Schürfe bei Plettenberg ausgeführt, welche die Grenze zwischen Silur und Devon treffen sollten. Besonderes Mißgeschick hat dazu geführt, daß diese Grenze (die Grenze zwischen den obersilurischen Köbbinghäuser und den tiefunterdevonischen Hüinghäuser Schichten) nicht angetroffen wurde. Immerhin kam man der Lösung sehr nahe, und die Bearbeitung der reichen Ergebnisse, welche der Ungunst der vergangenen Jahre zum Trotz in sehr gründlicher Form von Beyer, Dahmer sowie Rudolf und Emma Richter durchgeführt worden ist, hat diese Schürfe zweifellos gelohnt. Trotzdem halte ich die endgültige Lösung der Frage nach einem brauchbaren Richtprofil dieses Abschnittes für so wichtig, daß man neue, vervollständigende Schürfe nicht scheuen sollte. Die Bearbeiter der noch ausstehenden Tierklassen sollten in diese Arbeiten eingeschaltet werden.

Als weitere stratigraphische Probleme seien kurz angedeutet: Im Unterdevon, zwischen fossilführendem Gedinne und Remscheider Schichten, fehlt es im Sauerland noch an Fossilien, während die drei fraglichen Einheiten im Bergischen Land Fischreste geliefert haben: Das sind die Funde von Wolfgang Schmidt in den bunten Ebbeschichten, von Schriel in den obersten Siegener

Schichten und von SPRIESTERSBACH wenigstens ein Fund in den Rimmertschichten Die entsprechenden Serien des Sauerlandes werden also erneut auf Fossilien zu prüfen sein, ihre stratigraphische Position bedarf überhaupt der Nachprüfung. Im Mitteldevon wäre festzustellen, wieweit die Quarzitsandsteine der oberen Eifelstufe zusammengehören, die heute noch unter 5 verschiedenen stratigraphischen Namen genannt werden, nämlich Brandenberg-, Unnenberg-, Wilzenberg-Schichten, Ramsbecker und Eisenberg-Quarzite.

Die Grenze zwischen Eifel- und Givetstufe müßte genauer bestimmt werden, besonders zwischen dem Wennetal und Brilon.

Im schiefrigen Oberdevon wird die untere und die obere Grenze der Adorf-Stufe zu bestimmen sein, und zwar mit Hilfe der Ostracoden, wozu neuerdings die Dissertation RABIEN am Ostrand des Sauerlandes die Grundlagen geschaffen hat.

Neu zu prüfen ist die Biostratigraphie der Clymenienkalke, insbesondere die Frage, was nach SCHINDEWOLFS Stärkung der Wocklumer Stufe noch übrigbleibt von der Dasberg-Stufe.

Im Kulm ist die Goniatitenstratigraphie nach unten auszubauen, wobei die Äquivalente der Beyrichoceras-Stufe BISATS aufzusuchen sind.

Auch im Flözleeren ist die Goniatiten-Stratigraphie noch ausbaufähig, allerdings nicht ohne systematische Fossilsuche. In diesem Zusammenhang möchte ich der Gerechtigkeit halber auch etwas erwähnen, was ich erheblich falsch gemacht habe. Ich sah 1924 für die oberschlesischen Steinkohlen-Goniatiten keine andere Möglichkeit eines Anschlusses als bei gewissen Formen unserer Magerkohle. Die Flora sprach dagegen, aber klar wurde unser Irrtum erst, als hier bei Arnsberg die wirklichen Verwandten in viel älteren Schichten auftauchten.

Auch die jüngere geologische Geschichte des Sauerlandes bietet zahlreiche Probleme. Als Beispiel möchte ich erwähnen, daß es zwei Felsmauern aus verkieselten Gesteinen gab, die Külbe bei Belecke und die Wilde Ebbe bei Halver, von der allerdings heute nur noch der Blockstrom vorhanden ist. Die Datierung alter Hochflächen ist ein sehr heikles Kapitel und gegen ein System, das die Verwitterbarkeit des jeweiligen Untergrundes nicht genügend berücksichtigte, hat sich PAECKELMANN 1931 mit guten Gründen gewendet.

Erfahrungsgemäß sind paläontologische Befunde für die Stratigraphie um so wertvoller, mit je größerer Genauigkeit sie durchgeführt worden sind. An die Veröffentlichung großer Monographien, etwa im Stile der Paleontology of New York von JAMES HALL, ist derzeit nicht zu denken. Unsere verbesserten Verkehrsbedingungen legen jedoch den Ausweg nahe, daß ohne Veröffentlichung wenigstens eine Kartei der Fossilien unseres Schiefergebirges vorhanden sein sollte. Sie könnte verbunden werden mit einer Kartei der Literatur, deren Beschaffung heute auch die Kräfte des einzelnen übersteigt, zumal da so angenehme literarische Hilfsmittel fehlen wie der 1904 zum letztenmal erschienene Katalog der geologischen Literatur des Rheinischen Schiefergebirges.

Die größte Sammlung von Fossilien des Sauerlandes befindet sich in Ostberlin, sie hat den Krieg überstanden, findet aber begreiflicherweise dort nicht viel Interesse.

Im Gefolge der Stratigraphie und Biostratigraphie hat die Fazieskunde im Sauerland besonders dankbare Aufgaben. Hier bieten sich Möglichkeiten Faziesabwandlungen zu erklären und damit geologische Begriffe zu diskutieren

die immer wichtiger werden. Der besondere Vorteil liegt darin, daß es sich um eine stark gegliederte Geosynklinale handelt, trotzdem aber die Zusammenhänge in allen Richtungen erhalten sind. Vergleichsweise ist der Harz viel schlechter gestellt, dort fehlen vielfach die Übergänge, und so haben sich stratigraphische Irrtümer eingenistet, die nicht aufgekommen wären, wenn man das Sauerland vor dem Harz bearbeitet hätte. Namentlich im Umkreis der Attendorner Mulde lassen sich die Faziesänderungen recht gut verfolgen, wie das grundlegend von HENKE und später mit Fazieskärtchen von WOLBURG, PAECKELMANN, THIENHAUS und LORENZ gemacht worden ist.

Besondere Faziesarten lassen sich hier besser als anderwärts studieren, besonders die Reihe der Kramenzelkalke und Kalkknotenschiefer, bei denen es sich um Entmischung von Mergeln handelt, sowie die Wulstflächensandsteine, deren Besonderheit auf Vorgänge der Sedifluktion (slip bedding) bezogen wird. Gewarnt werden muß jedoch davor, solche Probleme mit einem zu kleinen Material und ohne ausreichende stratigraphische und paläogeographische Vorstellungen zu bearbeiten.

Bezüglich der Faziesbegriffe rheinisch und herzynisch, Becken und Schwellen kann ich durchaus auf meinen bei der Tagung unserer Gesellschaft in Münster 1925 gehaltenen Vortrag verweisen. Nachdem diese Begriffe die Bewährungsprobe bestanden haben, möchte ich heute hinzufügen, daß diese Sache im Göttinger Institut besprochen worden war und daß mein verehrter Lehrer STILLE seinen Rat dazu gegeben hatte.

Nachdem wir neuerdings einiges über Sedimente der Tiefsee erfahren haben, wäre eine Schichtgruppe erneut unter diesem Gesichtspunkt zu prüfen, die Liegenden Alaunschiefer des Kulm mit ihren Phosphoritknöllchen, die sich über große Teile Europas als sehr beständig erwiesen haben. Sie beherbergen eine interessante, bei uns noch nicht genügend herausgeklopfte Fauna, hauptsächlich von Phyllocariden. — Analysen dieses Gesteins auf seltene Elemente könnten interessant sein.

Zur Faziesanalyse gehört auch die Prüfung auf Schwermineralien und auf Bestandteile der Konglomerate. Wir haben gestern unterdevonische und oberkarbonische Konglomerate gesehen und davon gesprochen, daß Geröllkomponenten vorhanden sind, aus denen Schlüsse auf die Herkunftsgebiete möglich sind. Dazu reichen allerdings einzelne Aufschlüsse nicht aus, zumal einige dieser Konglomerate fast nur Quarz führen.

Interessante Faziesunterschiede zeigen auch die reich differenzierten vulkanischen Gesteine des Sauerlandes; die beiden größten Komplexe, der unterdevonische Keratophyrvulkanismus des südlichen und der Diabasvulkanismus des nördlichen Sauerlandes, sind in den letzten Jahren durch RIPPEL und VENZLAFF bearbeitet worden; die Diabase der Gegend von Siedlinghausen und die Keratophyre und Keratophyrtuffe der Eifelstufe im nordöstlichen Sauerland wurden bisher nur petrographisch bearbeitet.

Gesteinsunterschiede sekundärer Art, wie die Schieferung, rechne ich nicht unter den Begriff der Fazies. Es wird im einzelnen nicht immer leicht sein, primäre und sekundäre Erscheinungen zu trennen, können doch durch die Schubklüftung Sandflasergesteine entstehen, die einem Knotenkalk im Habitus ähnlich werden können. So gibt es auch bei uns Erscheinungen, wie sie in Belgien von ANTUN 1953 als „pseudonodules" beschrieben worden sind. Noch lange nicht ausgeschöpft erscheinen mir die möglichen Beobachtungen über den Zusammenschub in geschieferten oder gefalteten Gebirgsteilen und über die Geologie der Dachschiefergruben.

Die z e i t l i c h e t e k t o n i s c h e A n a l y s e findet im Sauerland nur b schränkte Möglichkeiten. Eine Diskordanz, die älter wäre als die Bretonisch Faltung, ist mehrfach vermutet, aber in keinem Falle nachgewiesen worden Die Bretonische Faltung selber beschränkt sich auf ein paar bescheidene Bei spiele. Im gesamten westfälischen Karbon gibt es keine Diskordanzen, erst das permische Mendener Konglomerat liegt ungefaltet auf steil gestelltem Namur.

Für eine r ä u m l i c h e t e k t o n i s c h e A n a l y s e liegen die Verhältnisse jedoch durchaus günstig. Für den Wechsel in Art und Intensität der Faltung lassen sich meistens die Gründe aufzeigen. Manche Aufschlüsse zeigen deutlich, daß verschiedene Gesteine verschieden auf den Faltungsdruck reagiert haben. So hat besonders der Kieselschiefer seine eigene Faltungsart. Auch die Ziegelschiefergruppe des Flözleeren neigt besonders zu Spezialfaltungen, was auf älteren Karten zu einer übertriebenen Darstellung geführt hat, zu einer scheinbaren Diskordanz unter den Sengsbank-Sandsteinen, wo es sich in Wirklichkeit nur um disharmonische Faltung handelt. Besondere örtliche Gründe, die noch aufzuklären wären, müssen für die Schuppung der Ramsbecker Quarzite und die Häufung der Grabenbrüche bei Plettenberg verantwortlich gemacht werden. Im ganzen habe ich den Eindruck, daß eine ähnliche Verteilung von Faltungstypen auf die Stockwerke vorliegt, wie sie H. R. VON GAERTNER für Thüringen beschrieben hat.

Bei den Fragen der a n g e w a n d t e n G e o l o g i e steht hier die W a s s e r - w i r t s c h a f t an erster Stelle; ohne das Wasser des Sauerlandes kann das Industriegebiet nicht leben. Zur Bewirtschaftung sind die Talsperren notwendig, und für die ständige Prüfung des Untergrundes hat der Ruhrtalsperren-Verein jetzt einen eigenen Geologen, Herrn HEITFELD. Ein Einblick in die derzeitigen Arbeiten wird uns freundlicherweise geboten werden. Unter den damit zusammenhängenden Fragen, über welche die Herren HENKE und KOENIG vortragen werden, möchte ich hier die Wasserstollen erwähnen, welche das Wasser aus anderen Bachtälern der Talsperre zuleiten sollen. Immer mehr wird also der gesamte Wasserhaushalt des Sauerlandes in Kontrolle genommen. In diesem Zusammenhang interessiert die Speicherfähigkeit des Untergrundes, die hier fast ganz auf die Verwitterungsdecke beschränkt ist. Vielfach ist diese sehr dünn, örtlich können aber auch ansehnliche Schuttmassen lagern, die man als Geologe bisher wenig zu beachten pflegte. Die Frage, ob Schuttmassen an Abhängen zum Auffangen von Wasserspitzen herangezogen werden können und wieweit sie zur Beständigkeit der Quellen beitragen, ist angeschnitten worden und verdient weitere Beachtung. Der Nachweis könnte eine zusätzliche Aufgabe des kartierenden Geologen werden.

Bei der f o r s t l i c h e n Bodenkartierung hat sich eine Prüfung der Quellen auf Härtegrade und Säuregrade (pH-Werte) als durchführbar und nützlich erwiesen. Besser als die Kartierung von Kräuterstandorten zeigt dies Verfahren was den Baumwurzeln zur Verfügung steht. Es hat im Harz zur Unterscheidung einer kalkigen und einer kalkfreien Grauwacke geführt, welche vorteilhaf schon bei der geologischen Kartierung zu trennen gewesen wären. Wenn außer dem beobachtet wird, wie nach künstlicher Kalkung der Waldböden der Chemismus der Quellen sich ändert, werden wirtschaftlich wichtige Schlüsse z ziehen sein.

Wo kalkhaltige Gesteine an die Oberfläche kommen, kann man die küns liche Kalkung selbstverständlich sparen. Manchmal geschieht das nicht, weil den Verwaltungsstellen an den nötigen Unterlagen fehlt. Andererseits müss wir Geologen uns belehren lassen, daß moderne Kalkungsverfahren so we

ımig arbeiten, daß kleine Kalkvorkommen vernachlässigt werden müssen. folge des besonders humiden Klimas kann die Verjüngung der Buchen auch f solchen Flächen gefährdet sein, die im Untergrund Gesteine mit einem :wissen Kalkgehalt besitzen. Übrigens gibt es keine größere Schichtserie im auerland, die völlig kalkfrei wäre. Da aber der Kalkgehalt ungleichmäßig erteilt ist, hat ein aus Handstücken gewonnenes Urteil wenig Wert; etwas uverlässiger dürfte hier wohl der Rückschluß aus dem Quellwasser sein.

Die Tätigkeit des Montangeologen ist heute im Sauerland auf wenige)bjekte beschränkt. Erze werden gewonnen bei Meggen, Ramsbeck und Adorf. n früherer Zeit war die Zahl der Erzgruben wesentlich größer; Näheres ist us der Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe (SCHULZ 1890) u entnehmen. Übersichtskarten dazu zeigt das geologische Sauerlandmuseum uf der Burg Altena und eine Tafel in KUKUKS Werk von 1936. Das praktische nteresse an diesen ehemaligen Gruben mag gering sein, aber die geologische Position von vielen unter ihnen ist klar, und so vermögen sie doch Beiträge zu agerkundlichen Erkenntnissen zu geben. Eine wissenschaftliche Bearbeitung lieser oder jener kleinen Gruppe von ihnen könnte lohnend, zum mindesten ine dankbare Übungsaufgabe sein. Als Besonderheit nenne ich das Antimonerz ler Kaspari-Zeche bei Arnsberg.

Bergbau und Dachschiefer geht an zahlreichen Stellen um; eine usammenfassende geologische Darstellung fehlt.

Einen großen Aufschwung hat die Hartsteinindustrie genommen, nd auch die Kalkgewinnung beschäftigt eine beträchtliche Zahl von Menschen. Der Geologe ist den Steinbrüchen gegenüber meist der dankbar Empfangende, weil er durch einen schönen großen Aufschluß wichtige Einblicke bekommt. Es wird aber mit zunehmender Beanspruchung der guten Vorkommen immer mehr die Notwendigkeit auftreten, daß der Rat des Geologen zu Betriebsverlagerungen gehört werden sollte.

Die Erteilung neuer oder erweiterter Steinbruch-Konzessionen durch die Behörden muß auch auf die Belange der Landschaftspflege Rücksicht nehmen. Ein warnendes Beispiel ist das Hönnetal, wo die Landschaftspflege ersichtlich zu spät gekommen ist. Von geologischer Seite muß immer wieder gesagt werden, daß eine Beanspruchung landschaftlicher Glanzpunkte durch die Kalkindustrie nicht notwendig ist. Die geologische Karte zeigt genug Möglichkeiten, das gleiche Gestein zu gewinnen, ohne daß das Gesicht der Landschaft zerstört wird. Im Handbuch für den Kreis Olpe habe ich 1939 dazu Vorschläge gebracht.

Keineswegs soll damit einem übertriebenen Eingreifen in privatwirtschaftliche Vorgänge las Wort geredet sein. Wenn wir aber auf der Tafel im Hönnetal lesen, daß 1921 durch ine Volksspende der Rest dieses landschaftlichen Kleinodes vor industrieller Zerstörung gerettet werden mußte, dann meine ich doch, daß damals die privatwirtschaftliche Einstellung übertrieben wurde.

Hiermit sollte begründet werden, daß geologische Karten und Kenntnisse viel mehr, als bisher vorhanden, verbreitet und verstanden sein müssen, wenn nicht weiter aus Unkenntnis in einer Weise gesündigt werden soll, die uns spätere Generationen kaum verzeihen werden.

Öffentliche Museen, in denen Sauerland-Geologie fachmännisch und möglichst gemeinverständlich dargestellt ist, gibt es in Altena und Menden. hre Aufstellung war ein einmaliger Beitrag von Geologen. Einen staatlichen Konservator für erdgeschichtliche Dokumente gibt es hierzulande leider noch icht.

Geologie und Schulunterricht ist einstweilen noch ein trübes Kapitel. Hier besteht eine besondere Situation, da das Sauerland als Wandergebiet für städtische Jugend die erste Stelle in Deutschland einnimmt. Auch der wandernden Jugend kommt es darauf an, dem Blick neue Wirklichkeiten zu erschließen, und wir haben den Wunsch, auch andere sehen zu lehren bei den Zeugnissen der Erdgeschichte, an denen die Masse heute noch achtlos vorbeiläuft. Der Geologe ist einmal Wanderer von Beruf und muß zu einem solchen erzogen werden trotz aller Motorisierung.

Für den durchschnittlichen Schüler eignen sich kleine Ausschnitte aus der Geologie des Sauerlandes oft sehr gut; längere geologische Wanderungen erfordern hier aber schon einige Beharrlichkeit und Kombinationsgabe.

Für den Fachstudenten ist das Sauerland ein ideales Übungsgelände. Es ist nicht so kompliziert, daß man nicht ungefähr voraussagen könnte, was der nächste Steinbruch bieten wird, aber doch so mannigfaltig, daß immer wieder Überraschungen dabei sind. Während kahle Gebirge anderer Länder schon von weitem jeden Zweifel über die geologische Position beheben, ist hier vieles zunächst dem Blick verhüllt, dafür aber lernt man es, die Aufschlüsse zu kombinieren. Sie sind zahlreich genug, um sichere Resultate zuzulassen. Das häufige Auf- und Abtauchen von Sätteln erzieht zur Aufmerksamkeit und vor allem zu körperlichen Vorstellungen vom Unterbau, wie es zur Ausbildung der Geologen ja besonders erwünscht ist.

Die stratigraphische Bedeutung der oberdevonischen Ostracoden

Mit 2 Abbildungen

Von ARNOLD RABIEN, Mainz

Einleitung

Seit über 100 Jahren ist bekannt, daß bestimmte Horizonte des Rheihen und Thüringischen Schiefergebirges durch eine individuenreiche Ostraen-Fauna charakterisiert werden. GUIDO SANDBERGER (1842) hielt diese Ostraen für Arten der Gattung *Cytherina* und führte daher für die betreffenden ichten den Namen „Cytherinen-Schiefer" ein. Später (1845) wies er sie der tung *Cypridina* zu, so daß sich besonders durch das Standardwerk der Geder SANDBERGER (G. & F. SANDBERGER 1856, S. 509) die Bezeichnung Cypri-ıen-Schiefer allgemein in der Literatur einbürgerte und bis zum heun Tage erhalten hat. Von verschiedenen Autoren wurde seitdem eine Reihe Arten beschrieben, deren taxionomische Zuordnung und stratigraphische eutung im Laufe der Zeiten erheblich schwankte. Wenn auch heute keine :devonische Art mehr der Gattung *Cypridina* zugewiesen werden kann und aher richtiger wäre, von Entomiden- oder allgemein von Ostracoden-Schiefern prechen, so möge trotzdem der seit einem Jahrhundert gebräuchliche Name ıridinen-Schiefer beibehalten werden; es muß aber betont werden, daß mit er Bezeichnung nur eine besondere Fazies, nicht aber ein bestimmter Hori- : des Oberdevons gekennzeichnet werden darf. Zu allen Zeiten des Oberɔns war die Ausbildung von Cypridinen-Schiefern möglich, sofern es die ogeographische Situation erlaubte [1]).

MATERN (1929) war der erste, der eine zusammenfassende Darstellung der rdevonischen Ostracoden gab und hierdurch ihre große stratigraphische Betung herausstellte. Seine Ergebnisse konnten mit Erfolg bei verschiedenen eiten im Rheinischen Schiefergebirge angewandt werden (PAECKELMANN, ɔH, KEGEL, WEBER, MEMPEL). Den zweiten wesentlichen stratigraphischen tschritt verdanken wir den gründlichen Untersuchungen von VOLK (1939) Thüringischen Schiefergebirge.

In der kurzen Übersicht, die hier über den heutigen Stand der stratigraschen Anwendbarkeit der oberdevonischen Ostracoden gegeben werden soll, nen wir nicht den ganzen Weg verfolgen und alle Bearbeiter anführen, die ere Kenntnisse auf diesem Gebiet bereicherten. Fast alle länger bekannten en haben eine bewegte und oft sehr verwickelte Geschichte in taxionomischer, nenklatorischer und chronologischer Hinsicht durchgemacht. Schuld daran en und sind noch immer die schwierigen Erhaltungsbedingungen der dünnlligen pelagischen Ostracoden und die stratigraphische Unsicherheit der

[1]) Über die Fazies der Cypridinen-Schiefer siehe Näheres in A. RABIEN (1956, S. 37 i3), Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — hess. L.-Amt Bodenforsch., 16, 83 S., 3 Taf., Wiesbaden 1956.

Fundschichten. Eine nähere Auseinandersetzung mit diesen Problemen wu
bereits durch A. RABIEN (1954) gegeben. Bei allen hier aufgeführten Arten, (
in ihrem Begriff und Zeitwert von der bisher bekannten Auffassung abweich
sind die näheren Begründungen der genannten Arbeit zu entnehmen. Fer
soll hier nur kurz die Ostracoden-Fauna der einzelnen Stufen charakterisi
werden; die genauere Abgrenzung und Parallelisierung mit der Orthochror
logie der Goniatiten wurde bereits 1954 diskutiert.

Die folgenden Ausführungen sind dazu bestimmt, die praktische stratig
phische Anwendung der oberdevonischen Ostracoden zu erläutern. Zu dies
Zwecke wurden anläßlich eines Vortrages (auf der Hauptversammlung (
Deutschen Geologischen Gesellschaft am 15. September 1954 in Arnsberg) (
wichtigsten Leitformen auf zwei Tabellen vereinigt. Dargestellt sind die A
drücke der Klappen, die mit ihren charakteristischen Skulpturen die am best
(und oft allein) verwendbaren Bestimmungsmerkmale liefern. Es wurde jewe
der Abdruck der rechten Klappe gewählt, sofern die Ausrichtung bekannt :
Die Größenverhältnisse wurden möglichst aufeinander abgestimmt; die Län
der aufgeführten Arten variiert zwischen 0,5 und 2,5 mm. Steinkerne lass
meist nur die Gattungszugehörigkeit erkennen, wobei es infolge der beschrä
ten Formenbildung zu vielen Konvergenzerscheinungen kommt. Außerd
lassen sich an Steinkernen durch Verdrückung entstandene Pseudomerkm
schlechter erkennen. Infolge der auf den Schieferabdrücken deutlich erhalten
Skulpturen ist es möglich, bereits im Gelände mit einer normalen Lupe Besti
mungen durchzuführen und die Fundschichten einzustufen. Es empfiehlt si
eine Lupe mit möglichst weitem Gesichtsfeld und mit mindestens 10facher V
größerung zu verwenden. Eine genaue Artbestimmung kann selbstverständl
erst bei stärkerer Vergrößerung unter dem Binokular erfolgen (50—150fa
Vergrößerung für Einzelheiten erforderlich). Sofern man aber die einzeln
Arten kennt, kann man die Art bzw. Art-Gruppe mit der Lupe leicht ider
fizieren. Dies gilt besonders für die stratigraphisch wichtigen Formen, v
*Waldeckella cicatricosa, Waldeckella materni, Waldeckella reichi, Entomopri
tia splendens, Entomoprimitia? sandbergeri, Richterina (Volkina) latecosta
Richterina (Richterina) striatula, Richterina (Maternella) hemisphaerica* u
Richterina (Maternella) dichotoma. Bei anderen Arten kann man wiederum (
Zugehörigkeit zu einer bestimmten Gruppe feststellen, was ebenfalls für (
stratigraphische Einstufung von Bedeutung ist: *torleyi*-Gruppe = Untere Ad
Stufe, *variostriata-kayseri*-Gruppe = Obere Adorf-Stufe, *serratostriata-nehden*-
Gruppe = Nehden-Stufe.

Die Bestimmungsmöglichkeiten hängen selbstverständlich stark von (
E r h a l t u n g s b e d i n g u n g e n ab. In mergeligen Lagen werden Form u
Skulptur am besten konserviert; aber auch in reinen Tonschiefern, in denen
Klappen völlig flachgedrückt sind, können die Skulpturen gut erkennbar bleib
Je stärker der Feinsandgehalt des Sedimentes zunimmt, um so ungünsti
werden die Erhaltungsbedingungen. Bei den kalkreichen Schichten ist zu
achten, daß die Ostracoden-Klappen erst bei einem bestimmten Verwitterun
grad deutlich hervortreten und die Rippenanordnung erkennen lassen. Vö
frisches Gestein erscheint fossilfrei, zu stark verwitterte Lagen sind wieder
wegen Zerstörung der charakteristischen Skulpturen ungeeignet. Nähere Ein
heiten über die Fossilerhaltungsweise und die Rückschlüsse, die man daraus
die Natur der in den oberdevonischen Cypridinen-Schiefern vorkommenden Os
coden ziehen kann, sind ebenfalls der oben angeführten Arbeit des Verfas
zu entnehmen (S. 12—40).

Die Adorf-Stufe

Die Adorf-Stufe ist derjenige oberdevonische Zeitabschnitt, der sich am besten und differenziertesten gliedern läßt. Dieser biochronologische Vorzug der Adorf-Stufe dürfte damit zusammenhängen, daß sie einen größeren Zeitraum umfaßt als jede der folgenden Oberdevon-Stufen. Wir stellen daher in der Abb. 1 die Adorf-Stufe als älteres Oberdevon dem jüngeren Oberdevon der Nehden- bis Wocklum-Stufe in der Abb. 2 gegenüber.

Die Untere Adorf-Stufe

Definition: Als Untere Adorf-Stufe fassen wir den Zeitraum zusammen, der von der *torleyi*-Zone und dem *cicatricosa/torleyi*-Interregnum eingenommen wird. Er entspricht etwa der *lunulicosta*-Zone (toIα) der Orthochronologie (Begründung siehe A. Rabien 1954, S. 179—183).

Wie aus der Abb. 1 zu ersehen ist, wird das älteste Oberdevon der Ostracoden-Chronologie von Arten der Gattung *Franklinella* beherrscht. Diese Formen können mit der Lupe an folgenden Merkmalen erkannt werden: Von ihrem Dorsalrande führt eine kräftige Furche bis über die Mitte der Klappe herab (im Abdruck als Leiste erscheinend), an der ventralen vorderen Ecke befindet sich ein größerer und an der hinteren dorsalen Ecke ein kleinerer Sporn oder Dorn, zu dem ein Teil der Rippen konvergiert. Nach der Verbreitungsdauer der häufigsten und stratigraphisch am besten erfaßten Art *Franklinella torleyi* wird der Zeitraum *torleyi*-Zone genannt. Eine Lupen-Bestimmung als *F. torleyi*-Gruppe ist leicht möglich. Bei guter Erhaltung kann auch die Existenz von *F. triangulata* erkannt werden (Abb. 1, Fig. 1—3). Von wenigen, noch problematischen, z. T. mit 3 Dornen ausgerüsteten Ausnahmen abgesehen, kommt von der Gattung *Franklinella* in jüngeren Horizonten nur noch *F. calcarata* vor. Diese etwas kleinere Art kann leicht daran unterschieden werden, daß sie mit sehr viel größeren Spornen ausgerüstet ist und nur wenige Rippen mit breiten Abständen hat.

Die Erkennbarkeit des *cicatricosa/torleyi*-Interregnums ist schwieriger, da hier einige weniger leicht bestimmbare Arten einsetzen. Entscheidend ist, daß einerseits die *Franklinella*-Arten der *torleyi*-Gruppe erloschen sind, andererseits aber *Waldeckella cicatricosa*, die in der folgenden Zone massenhaft und leitend auftritt, noch nicht vorhanden ist.

Die Mittlere Adorf-Stufe

Definition: Zeitraum der Verbreitungsdauer von *Waldeckella cicatricosa* = *cicatricosa*-Zone; etwa *cordatum*-Zone (toI[β]γ) der Orthochronologie (A. Rabien 1954, S. 183—185).

Die Ablagerungen dieser Zone sind gut von den älteren und jüngeren Schichten zu unterscheiden, da die Leitform *Waldeckella cicatricosa* die Fossillagen völlig beherrscht und durch ihre charakteristische Skulptur leicht erkennbar ist (Abb. 1, Fig. 6). Die Abdrücke zeigen Reihen feinster Einstiche, ein Skulpturzentrum ist im vorderen oberen Drittel der Klappe ausgebildet. Bei näherer Formenkenntnis und guter Erhaltung kann auch bereits mit der Lupe *Entomozoe (Nehdentomis) pseudorichterina* (Abb. 1, Fig. 7) und *Richterina (Volkina) zimmermanni* (Abb. 1, Fig. 8) erkannt werden. Im höheren Teil der Mittleren Adorf-Stufe setzen *Entomoprimitia nitida* (F. A. Roemer) und *Entomozoe (Nehdentomis) pseudophthalmus* (Volk) ein, die besonders für die älteren Kellwasser-Kalke des toI[β]γ charakteristisch sind (A. Rabien 1954, S. 185—187).





Die Obere Adorf-Stufe

D e f i n i t i o n : Zeitraum der Verbreitungsdauer von ***Entomoprimitia variostriata*** = ***variostriata*-Zone**. Etwa der *koeneni*-Zone (toIδ) der Orthochronologie entsprechend (A. RABIEN 1954, S. 190—201).

Die Leitform der Oberen Adorf-Stufe ist *Entomoprimitia variostriata* (Abb. 1, Fig. 9): große bis über 2 mm lange Klappen, die eine feine, parallel

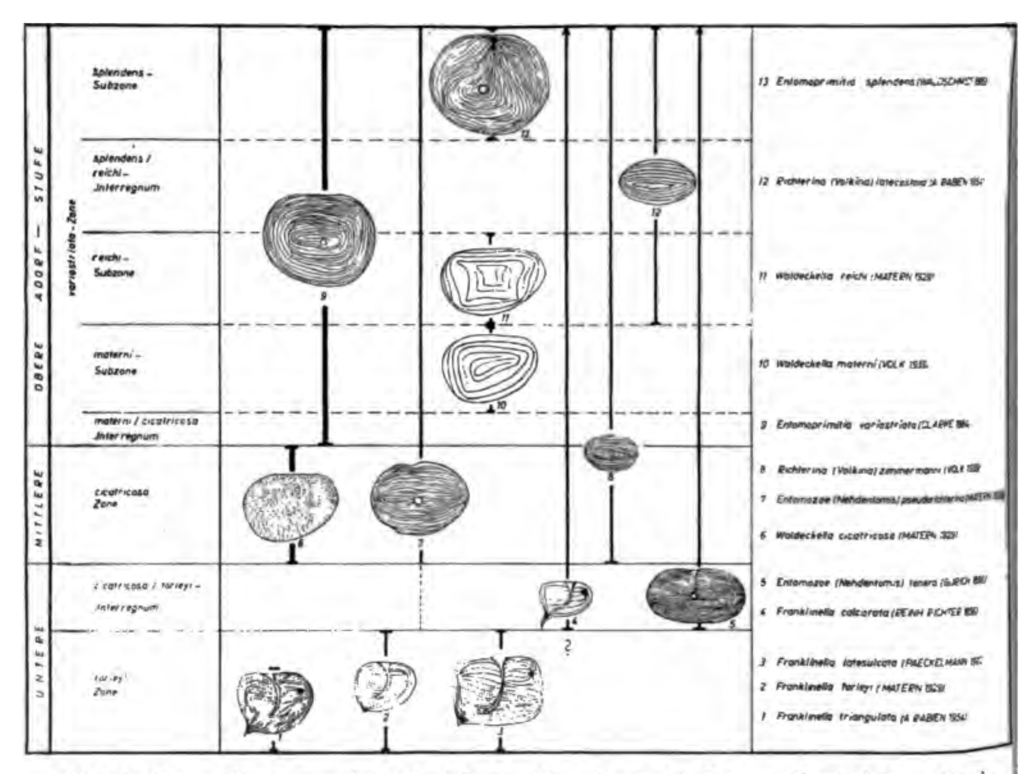


Abb 1. Ostracoden-Zonen der Adorf-Stufe (Ober-Devon I). Dargestellt sind die Abdrücke der rechten Klappen mit ihren charakteristischen Skulpturen. Die Tabelle enthält nur die stratigraphisch wichtigsten und leicht mit einer Lupe erkennbaren Arten.

zu den Außenrändern angeordnete Berippung tragen. Eine kleine, meist nur schwach angedeutete Grube ist etwa im Zentrum vorhanden; fehlt sie — wie zumeist bei den im Iδ-Kellwasserkalk vorkommenden Exemplaren —, so handelt es sich um *Entomoprimitia kayseri* (WALDSCHMIDT 1885); die artliche Trennung beider Formen ist noch problematisch. Gleichfalls die Erkennbarkeit und der Umfang des *materni/cicatricosa*-Interregnums.

Die *m a t e r n i* - Subzone ist hingegen gut gekennzeichnet durch die mit der Lupe leicht bestimmbare Leitform *Waldeckella materni* (Abb. 1, Fig. 10). Merkmale: Große, 1,0—1,5 mm lange Klappen mit kräftigen Rippen, die in den Abdrücken tiefe Rillen hinterließen. Die Anordnung der Rippen geht den Rändern etwa parallel, im großen gesehen dreieckig.

Die *r e i c h i* - S u b z o n e ist ebenfalls gut erkennbar. Die Leitform *Waldeckella reichi* (Abb. 1, Fig. 11) hat eine ähnliche Form und Skulptur wie *Wal-*

ckella materni. Die Rippenanordnung bildet jedoch keine Dreiecke, sondern ierecke, die nur außen weniger gut dem Umriß der Klappe angepaßt sind. uf Grund der Rippenzahl und kleinerer Abweichungen im Verlauf werden ußerdem noch *Waldeckella kegeli* (MATERN) und *Waldeckella intermedia* (MATERN) unterschieden, die auf den gleichen Horizont beschränkt sind. Mit der Lupe ist nur eine Bestimmung als *W. reichi*-Gruppe möglich, was aber zeitlich die gleiche Bedeutung hat.

Bei der Ablösung von *Waldeckella materni* durch *W. reichi* haben wir es offenbar mit einer phyletischen Reihe zu tun, also einem autochronologischen Wendepunkt (siehe RUD. & E. RICHTER 1954, S. 44). Ebenso ist s wahrscheinlich, daß sich aus *Richterina (Volkina) zimmermanni* in der Oberen dorf-Stufe (*materni*- bis *reichi*-Subzone) *Richterina (Volkina) latecostata* entwickelt.

Für das *splendens/reichi*-Interregnum ist bisher noch keine, ur auf diesen Horizont beschränkte Leitform bekannt. Bei einer durchlaufenden chichtfolge kann festgestellt werden, daß in diesem Horizont die Leitform der teren Subzone *Waldeckella reichi* (nebst *W. kegeli* und *W. intermedia*) nicht ehr vorkommt, *Entomoprimitia splendens* dagegen noch nicht auftritt. Innerilb des Horizontes entwickelt sich aus der typischen „weitrippigen" Varietät on *Richterina (Volkina) zimmermanni* (Abb. 1, Fig. 8) eine „engrippige" Variet. Dieser Umwandlungspunkt dürfte sich bei näherer Untersuchung noch als eeignete Zeitmarke verwenden lassen; im Gelände sind jedoch diese feinen nterschiede nicht mehr mit einer normalen Lupe erfaßbar.

Die *splendens*-Subzone, mit der die Adorf-Stufe abschließt, ist ieder durch die Verbreitungsdauer der namengebenden Leitform *Entomoprimitia splendens* gut gekennzeichnet (Tab. 1, Fig. 13). Art-Merkmale: große, bis ber 2 mm lange, stark gewölbte Klappen; tiefe, scharfe Grube etwa im Zentrum, kleinere Depression nahe dem Dorsalrande, sehr viele feine Rippen konzentrisch zur Grube und parallel zu den Klappenrändern angeordnet. Besonders ut erhaltene Exemplare liefern die obersten Iδ-Kellwasser-Kalke; auch Abrücke in Schiefererhaltung zeigen deutlich die Skulptur in Form feiner Rillen nd die Grube als kleinen, gut abgesetzten Buckel. Die bereits erwähnte *Richerina (Volkina) latecostata* (Abb. 1, Fig. 12) erreicht hier ihre Hauptverbreiung; mit der Lupe ist gut zu erkennen, daß sie weniger Rippen mit weiteren Abständen hat als *R. (V.) zimmermanni*; von der im höheren Oberdevon herrschenden *R. (R.) striatula* unterscheidet sie sich deutlich durch die spitz-konzentrische Anordnung der wenigen kräftigen Rippen.

Die Grenze Adorf/Nehden-Stufe ist biochronologisch sehr scharf. Außer den wichtigsten hier erwähnten Formen erlöschen im Laufe und mit Ausgang der Adorf-Stufe alle bisher bekannten und für die Adorf-Stufe typischen Arten der Gattungen *Waldeckella* und *Entomoprimitia*. Die Nehden-Stufe wird daher völlig von *Entomozoe*-Arten beherrscht. Der biochronologische Schnitt wird noch dadurch verschärft, daß die letzte, oft sehr häufig auftretende *Tentaculites*-Art an der Adorf/Nehden-Grenze ebenfalls aussetzt.

Die Nehden-Stufe

Definition: Zeitraum der Verbreitungsdauer von *Entomozoe (Nehdenomis) nehdensis*, etwa der *Cheiloceras*-Stufe (toII) der Orthochronologie entsprechend (A. RABIEN 1954, S. 201—205).

Ablagerungen der Nehden-Stufe sind bei einer Gelände-Diagnose leicht daran zu erkennen, daß die Ostracoden-Fauna fast vollständig von *Entomozoe*-Arten beherrscht wird, also Formen überwiegen, die durch eine kräftige, vom Dorsalrande herabziehende, gekrümmte Furche (im Abdruck = Leiste) und durch einen bohnenförmigen Umriß gekennzeichnet sind. Alle für die Adorf-Stufe typischen Ostracoden sind erloschen, die im höheren Oberdevon leitenden *Richterina*-Arten der Untergattungen *R. (Richterina), R. (Fossirichterina)* und *R. (Maternella)* sind noch nicht vorhanden. Kleine, zu *Richterina (Richterina)* oder *R. (Volkina)* gehörige Formen sind zwar schon vorhanden, treten aber in den Fossillagen kaum hervor und müssen zur näheren Auswertung erst noch bearbeitet werden. Das gleiche gilt besonders für die Gruppe der *Entomozoe (Richterina) serratostriata,* der am frühesten beschriebenen, aber wegen der schwierigen Erhaltung noch immer am unbekanntesten oberdevonischen Ostracoden-Art (Abb. 2, Fig. 2). Ihre Abdrücke tragen (in Übereinstimmung mit den Bestimmungen von SANDBERGER) folgende Skulptur-Merkmale: Reihen von länglichen kleinen Gruben, deren Entstehung noch problematisch ist. Die Erhaltungsweise bringt es mit sich, daß *Entomozoe (Richteria) serratostriata* und *Entomozoe (Nehdentomis) nehdensis* oft nicht getrennt werden können, obwohl bei *E. (N.) nehdensis* in Kalk erhaltene Klappen beweisen, daß diese Art eine Grube und Längsrippen mit feinen Querrippen besitzt (siehe A. RABIEN 1954, S. 88—91 und 94—95; hier Abb. 2, Fig. 1).

Unverkennbar, auch bei schwacher Lupen-Vergrößerung, ist dagegen *Entomoprimitia ? sandbergeri* (Abb. 2, Fig. 3): Große, bis 2 mm lange Form, sehr kräftige Furche und vor allem eine leicht kenntliche, von allen anderen bekannten oberdevonischen Ostracoden-Arten abweichende Skulptur radial von der Mitte ausstrahlender Rippen. Diese Art ist gegenüber den Formen der *serratostriata*-Gruppe leider selten.

An der Obergrenze der Nehden-Stufe erlischt die reiche *Entomozoe*-Fauna; nur wenige, unter den Richterinen völlig zurücktretende *Entomozoe*-Arten kommen noch bis zum jüngsten Oberdevon vor.

Die Hemberg-Stufe

Definition: Zeitraum der älteren Verbreitungsdauer der Untergattung *Richterina (Fossirichterina)* vor dem Einsetzen von *Richterina (Maternella) dichotoma* und *R. (M.) hemisphaerica* = Ältere *Fossirichterina*-Zeit (A. RABIEN 1954, S. 205—208). Etwa der *Platyclymenia*-Stufe (toIII + IV) entsprechend.

Eine nur auf die Hemberg-Stufe beschränkte Leitart ist noch nicht bekannt. Wie aus der Abb. 2, Fig. 4—6, ersichtlich ist, setzen mit der Hemberg-Stufe mehrere Arten der Untergattung *Richterina (Fossirichterina)* ein. Eine genaue Trennung dieser Formen in Schiefererhaltung ist selbst bei stärkerer Vergrößerung meist schwierig. Sie lassen sich jedoch in den Untergattungs-Merkmalen von der begleitenden *Richterina (R.) striatula* durch die zentral gelegene Grube auch mit der Lupe unterscheiden. *R. (R.) striatula* (Abb. 2, Fig. 10) ist die bei weitem häufigste Art, tritt aber bis zum Unterkarbon I als Durchläufer auf. Folgende negative Merkmale lassen noch die Hemberg-Stufe erkennen: Einerseits fehlt die reiche *Entomozoe*-Fauna der Nehden-Stufe, andererseits sind die für die Dasberg- und Wocklum-Stufe typischen Arten der Untergattung *Richterina (Maternella)* noch nicht vorhanden.

An der Grenze Nehden/Hemberg-Stufe tritt eine Mischfauna von *Entomozoe-* und *Richterina-*Arten auf, die zum Teil noch näher bearbeitet werden müssen. Das genaue Alter (im Sinne der Stufengliederung) dieser auch im Gelände gut erkennbaren Fauna muß noch ermittelt werden.

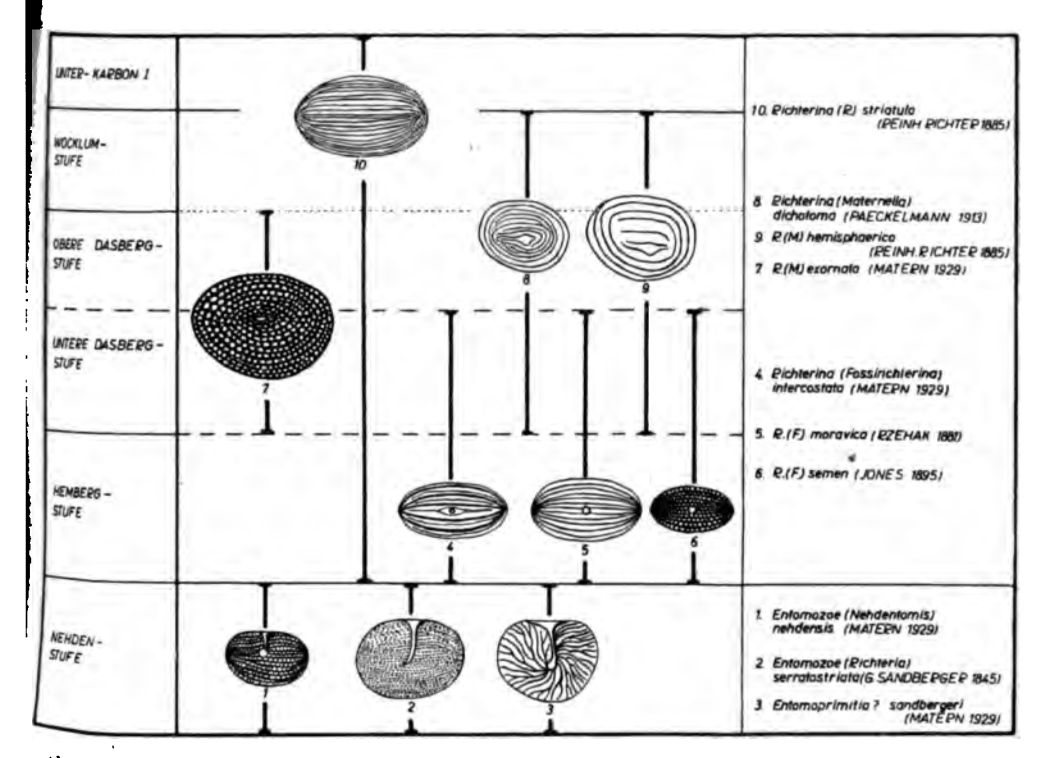


Abb. 2. Leit-Ostracoden des jüngeren Ober-Devons. Dargestellt sind die Abdrücke rechter Klappen; nähere Erklärung im Text (Nehden- bis Wocklum-Stufe).

Die Dasberg- und Wocklum-Stufe

Definition: Zeitraum der Verbreitungsdauer von *Richterina (Maternella) hemisphaerica* und *R. (M.) dichotoma: Maternella-*Zeit (A. Rabien 1954, S. 208—222). Etwa der *Gonioclymenia-Oxyclymenia-* bis *Wocklumeria-Kalloclymenia-*Stufe entsprechend (toV—VI).

Leitend sind die beiden auf Abb. 2, Fig. 8 und 9, abgebildeten Arten der Untergattung *Richterina (Maternella).* Merkmale: Im Gegensatz zu dem schlanken symmetrischen Umriß bei *Richterina (Richterina)* und *R. (Fossirichterina)* handelt es sich um Formen mit breitovalem, schwach asymmetrischem Seitenumriß. Bei *R. (M.) hemisphaerica* besteht die leicht mit der Lupe erkennbare Skulptur aus wenigen, scharfen Rippen in weitem Abstande. Bei *R. (M.) dichotoma* sind die Rippen feiner und dichter angeordnet; ihr Verlauf wird durch Gabelungen komplizierter als bei *R. (M.) hemisphaerica.* (Abb. 2, Fig. 8, zeigt den einfachen Fall einer kleinen Form; siehe die zahlreichen Rippen größerer Exemplare in A. Rabien 1954, Taf. 5, Fig. 41.) *Richterina (R.) striatula* ist wieder innerhalb der Ostracoden-Fauna die herrschende Art.

Eine Untergliederung der Dasberg- + Wocklum-Stufe ist insofern möglich, als die Arten der Untergattung *R. (Fossirichterina)* nur bis zur Unteren Dasberg-Stufe vorkommen: Untere Dasberg-Stufe = Jüngere *Fossirichterina*- bzw. Ältere *Maternella*-Zeit. Eine Abgrenzung der Wocklum-Stufe ist schwieriger, da die erlöschende *Richterina (Maternella) exornata* (Abb. 2, Fig. 7) in der Oberen Dasberg-Stufe nur noch selten ist und eine andere, anscheinend auf die Wocklum-Stufe beschränkte Art bisher nur in 11 Exemplaren gefunden wurde [*R. (M.)?* sp. A.]. Es besteht aber die Hoffnung, daß auch hier noch bessere Gliederungsmöglichkeiten geschaffen werden können.

Die Devon/Karbon-Grenze wird biochronologisch dadurch gekennzeichnet, daß die letzten Arten der Untergattung *Richterina (Maternella)* ungefähr an — oder kurz vor — der orthochronologischen Grenze Devon/Karbon erlöschen. Lediglich *Richterina (R.) striatula* geht in das Unterkarbon I hinein, überschreitet aber nach bisheriger Kenntnis nicht die *Gattendorfia*-Stufe. Sie wird begleitet von stratigraphisch weniger wichtigen Arten der Gattungen *Richterina (Richterina)* und *Healdia*. Alle übrigen im höheren Oberdevon auftretenden Arten und Gattungen gehen nicht in das Unterkarbon, obwohl an den untersuchten Profilen der Fazieswechsel zu den kulmischen Alaunschiefern erst später einsetzt.

Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde kurz gezeigt, wie weit die heute bekannte Abfolge der oberdevonischen Ostracoden in der Lage ist, stratigraphisch brauchbare Zeitmarken zu liefern. Für die beiden Tabellen und für die biochronologische Kennzeichnung der einzelnen Stufen und Zonen wurden nur die wichtigsten Leitformen herangezogen; maßgeblich bei der Auswahl der Arten war 1. die gesicherte Lebenszeit nach möglichst vielen Vorkommen mit größerer Häufigkeit und 2. die leichte und sichere Erkennbarkeit. Die angeführten Ostracoden lassen sich alle mit Hilfe einer normalen Lupe im Gelände identifizieren; entweder ist bei guter Erhaltung und Formenkenntnis gleich eine Bestimmung der Art oder aber der Art-Gruppe möglich. Hierdurch ist man in der Lage, die oft sehr gleichförmigen und in den verschiedensten Stufen des Oberdevons ähnlich ausgebildeten Cypridinen-Schiefer genau einzustufen und unterscheiden zu können.

Die Ostracoden-Chronologie zeigt, daß in der Adorf-Stufe eine raschere Folge von Arten auftritt als bei den Cephalopoden und somit bereits nach den heutigen Kenntnissen bessere Gliederungsmöglichkeiten mit Hilfe der Ostracoden bestehen. Im höheren Oberdevon ist das noch nicht der Fall. Es besteht aber die Hoffnung, daß auch hier wie innerhalb der Adorf-Stufe eine wesentlich differenziertere Gliederung geschaffen werden kann, da die Untersuchungen praktisch erst in den Anfängen stehen und vor allem von der Bearbeitung geeigneter, möglichst durchlaufender Profile viel Neues in allen Stufen des Oberdevons zu erwarten ist. Besonders wünschenswert ist ein noch engerer Anschluß an die Orthochronologie der Cephalopoden, um die Übereinstimmung der Grenzen besser zu sichern. Das Grundgerüst der Ostracoden-Chronologie dürfte aber feststehen. Eine wesentliche Änderung — und wie es noch vor kurzem vorkam — eine Umkehr der stratigraphischen Abfolge der Arten ist nicht mehr zu befürchten. Zu dieser Hoffnung berechtigt die Tatsache, daß die hier in Kurzform erläuterte und 1954 näher begründete Ostracoden-Abfolge nicht nur in einem kleinen Gebiet gewonnen wurde, sondern sich bei allen Vergleichspunkten von neuem bestätigt. Abgesehen von zahlreichen Fundpunkten un

Teilprofilen im Rheinischen Schiefergebirge zeigte die detaillierte Gliederung des Oberdevons am Schwarzburger Sattel im Thüringischen Schiefergebirge durch VOLK die prinzipiell gleiche Ostracoden-Stratigraphie. Weitere Vergleichsgebiete für bestimmte Zeitäquivalente boten Vorkommen im Harz, im polnischen Mittelgebirge und im Ural-Timan-Gebiet; im Westen das armoricanische Massiv und einige Oberdevon-Gebiete in Nordamerika. Zum Teil sind die Vergleichsmöglichkeiten der weiter entfernten Gebiete noch spärlich, da zunächst — genau wie in Mitteleuropa — festgestellt werden muß, welche Arten sich alle unter dem Sammelnamen „*Entomis serratostriata*“ verbergen. Bei Formen, wie *Entomoprimitia variostriata*, ist jedoch das Vorkommen von Nordamerika über Mitteleuropa bis zum Timan gesichert. Die pelagischen Ostracoden dürften also die gleiche weltweite Verbreitung gehabt haben wie die oberdevonischen Cephalopoden und Trilobiten.

Zum Abschluß erhebt sich die Frage, ob es möglich und wünschenswert sei, bei fortschreitender Eignung der Ostracoden-Chronologie, diese Parachronologie als Orthochronologie einzusetzen. Nach unseren heutigen Kenntnissen ist kaum damit zu rechnen, auch wenn sich eine noch differenziertere Gliederung mit Hilfe der Ostracoden in Zukunft durchführen lassen wird. Die pelagischen oberdevonischen Ostracoden besaßen, soweit die Erhaltungsweise heute einen Schluß zuläßt, extrem dünne, wahrscheinlich nur schwach verkalkte, chitinige Schalen. Die heute vorliegenden Steinkerne und Abdrücke liefern demgemäß weniger geeignete Anhaltspunkte, um ontogenetische und phyletische Untersuchungen vorzunehmen als die Cephalopoden, die somit für die Orthochronologie geeigneter bleiben. In der stratigraphischen Anwendung werden sich aber infolge der unterschiedlichen Verteilung stets beide Zeitmaßstäbe gleichwertig gegenüberstehen: In den Cypridinen-Schiefern werden die Cephalopoden infolge ihres spärlichen Auftretens und der schlechten Erhaltung kaum eine Rolle spielen, so daß dort immer die Ostracoden- und Trilobiten-Chronologie maßgebend bleiben wird. In den reinen Cephalopoden-Kalken sind dagegen nach bisheriger Kenntnis die Ostracoden der Cypridinen-Schiefer entweder garnicht, nur sehr spärlich oder durch andere Arten vertreten, so daß hier nach wie vor die Cephalopoden und neuerdings die Conodonten stratigraphisch entscheidend sind.

Der besondere Wert der oberdevonischen Ostracoden als Leitfossilien liegt also in folgenden Punkten begründet: 1. Weites horizontbeständiges Auftreten, 2. Bildung von reichen Fossillagen in den an Makrofossilien sehr armen Cypridinen-Schiefern, 3. die Größe reicht aus, um die Ostracoden im Gelände mit freien Augen erkennen und mit einer Lupe mehr oder weniger genau bestimmen zu können. 4. Die Ostracoden sind andererseits klein genug, um bei der Faltung und Schieferung der tonigen Sedimente erhalten zu bleiben, weil ein großer Teil von ihnen nicht von den Bewegungen auf den Schieferungsflächen erfaßt wird, sondern zwischen den Scherflächen nur plastisch verformt wird.

Schriften

ATERN, H.: Die Ostracoden des Oberdevons. 1. Teil: Aparchitidae, Primitiidae, Zygobolbidae, Beyrichidae, Kloedenellidae, Entomidae. — Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F. **118**, S. 1—100, 5 Taf., Berlin 1929.

ABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 9, S. 1—268, 7 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Wiesbaden 1954.

CHTER, RUD. & E.: Die Trilobiten des Ebbe-Sattels und zu vergleichende Arten (Ordovizium, Gotlandium/Devon). — Abh. senckenb. naturf. Ges., 488, S. 1—76, 6 Taf., 12 Abb., Frankfurt a. M. 1954.

SANDBERGER, G.: Mitteilungen an Professor BRONN gerichtet. — N. Jb. Mineral., Jg. 1842, S. 226—229, Stuttgart 1842.
— Die erste Epoche der Entwicklungsgeschichte des Erdkörpers, mit besonderer Berücksichtigung der im Herzogthum Nassau aufgefundenen Thier- und Pflanzenreste, welche dieser ersten Epoche der Erdbildung angehören. — Jb. Ver. f. Naturkunde Herzogthum Nassau, 2, S. 89—124, 1 Taf., Wiesbaden 1845.
SANDBERGER, G. & F.: Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. — S. 1—564, 41 Taf., Wiesbaden 1850—1856 (hier Lief. 8 und 9, S. 233—564, 1856).
VOLK, M.: Das Oberdevon am Schwarzburger Sattel zwischen Südrandspalte und Kamm des Thüringer Waldes. S.-B. phys. med. Soc. Erlangen, 70, S. 147—278, 1 Taf., 5 Abb., Erlangen 1939.

Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge

Von Hans BREDDIN, Aachen

Mit 40 Abbildungen, 8 Tabellen und 3 Tafeln

Inhalt

Einleitung

Man weiß seit langem, daß ein großer Teil der Fossilien, die im rheinischen von und Karbon auftreten, tektonisch verformt ist. In der Literatur sind tonisch deformierte Versteinerungen häufig abgebildet; in den Sammlungen aucht man nicht lange nach ihnen zu suchen. In der Paläontologie erfreuen h diese „verzerrten" oder „verdrückten" Fossilien meist keiner besonderen ertschätzung. Dem Geologen aber ist mit den tektonisch verformten Versteine-

rungen ein Hilfsmittel in die Hand gegeben, das ihn vor allem auf dem biete der allgemeinen und regionalen Tektonik zu wertvollen Erkenntni führen kann.

Eine knappe, aber treffende Darstellung der tektonischen Fossildefo tion gibt bereits E. KAYSER (1921, S. 266 u. 268). KAYSER wie auch den äl Bearbeitern [1]) ist der Zusammenhang der tektonischen Deformation der Fos mit der Transversalverschieferung bereits eindeutig klar gewesen. KAYSER r auch bereits ganz bestimmte Aussagen über die Zusammenhänge zwi Fossilverformung und Schieferung, wenn er (1921, S. 266) schreibt, daß „a solchen Gesteinen erhaltenen, noch erkennbaren Versteinerungen quer zur ! ferung zusammengedrückt, in der Schieferungsebene aber ausgewalzt un streckt" sind, Aussagen, die sich in vollem Umfange bestätigt haben.

Ein Versuch, aus der Deformation der Fossilien nähere Schlüsse au Art, insbesondere aber auch auf das Ausmaß der bei der Schieferung gefundenen Gesteinsdeformation zu ziehen, wurde bereits (1931) vom Ver unternommen. Daß dieser Aufsatz wenig beachtet wurde, und das Thema lange Jahre brach liegen blieb, mag vor allem damit zusammenhängen sich um diese Zeit Schulen entwickelten, die das tektonische Denken in B lenkten, die an der Deformation der Fossilien vorbeiführten. Erst viel : ist eine Bonner Doktorarbeit von HELLMERS (1950) über die tektonische I mation von Crinoidenstielgliedern erschienen, in der viele gute und sorgf Messungen und Beobachtungen enthalten sind, die räumlich-geometrisch mathematische Auswertung jedoch nicht bis zum Ende geführt ist.

Mit der vorliegenden Veröffentlichung werden die 1931 aus äu Gründen eingestellten Arbeiten des Verfassers auf diesem Gebiete wiede genommen. Der Aufsatz beschäftigt sich zunächst mit dem Erscheinungsbil Fossildeformation und dessen Beziehungen zur Schiefrigkeit, bringt sodar räumlich geometrischen Grundlagen zur Beurteilung der Art der Deform die Formeln für die Berechnung des Ausmaßes der Deformation unc mathematischen Ableitungen, eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergel der bisher durchgeführten Untersuchungen und einige Andeutungen übe Folgerungen. Er ist das Ergebnis einer großen Anzahl von Reisen durc verschiedenen Gebiete des Rheinischen Schiefergebirges sowie einer eing den Bearbeitung von Hunderten von Fossilfundpunkten und Tausende Einzelstücken. Diese Reisen und Untersuchungen sind durch eine groß gewährte Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinsc ermöglicht worden.

Eine sehr wertvolle Grundlage für die Untersuchungen der deform Fossilien bot die umfangreiche Sammlung von KARL GROSS (+), ehemals denau (Sieg), deren Erwerb dem Geologischen Institut der T.H. Aachen Spenden des Siegerländer Bergbaus ermöglicht wurde.

Der Verfasser hat sich bemüht, sich so wenig wie möglich einer beson tektonischen Fachsprache zu bedienen, weil dieser Aufsatz nicht nur fü toniker, sondern auch für andere Geologen und Paläontologen gesch wurde. Aus diesem Grunde wurde auch der mathematische Teil so ver lich wie möglich gehalten. Der Vermittlung räumlicher Vorstellungen, a

[1]) Englischen und französischen Forschern ist schon um die Mitte des 19. Jahrh ein Teil der grundlegenden Befunde über die Beziehungen zwischen Fossilverfo Schiefrigkeit und Faltentektonik in den paläozoischen Gebirgen bekannt gewesen. diesem Aufsatz gebracht werden (vgl. die Zusammenstellung bei RUTSCH 1949). Die kenntnisse sind im Laufe des 20. Jahrhunderts weitgehend in Vergessenheit geraten.

es bei diesem Thema besonders ankommt, sollen die zahlreichen Zeichnungen dienen, auf deren Anfertigung große Mühe verwandt wurde.

Herrn cand. rer. mont. G. Graefe habe ich besonders zu danken für die wertvolle Unterstützung bei der Ableitung der mathematischen Formeln, an der auch Dipl.-Geol. D. Warnke und Dipl.-Geol. K. Hoffmann mitwirkten, Frau D. Mertel für die sorgfältige Durchführung der phototechnischen Arbeiten, insbesondere der Verzerrung von Fossilien, die sie nach eigenen Ideen ausührte. Die Zeichnungen fertigte R. Weitz.

Bei der Eigenart des Themas erwies sich eine generelle und methodische ehandlung als die zunächst zweckmäßigste. Regionale Einzeluntersuchungen ollen folgen, sobald mit diesem Aufsatz erst einmal eine sichere Grundlage für las Verständnis der Erscheinung gelegt ist.

1. Der Begriff „Tektonische Gesteinsdeformation"

Mit dieser Arbeit werden einige Vorstellungen in die Tektonik eingeführt, lie von den bisherigen in manchen Punkten abweichen. Neue Vorstellungen rfordern aber neue Begriffe und daher oft neue Wortbildungen. Da sprachiche Neuschöpfungen aber große Schwierigkeiten bereiten und sich passende ezeichnungen oft erst im Laufe der Zeit ergeben können, bleibt zunächst ichts anderes übrig, als auf ältere Begriffe zurückzugreifen und sie, so gut es eht, auf den neuen Zweck abzustimmen. Es ist daher notwendig, die angevandten Begriffe so zu definieren, daß man verstehen kann, was gemeint ist; iner endgültigen Festlegung soll damit nicht vorgegriffen werden.

Die tektonischen Verformungen innerhalb der Erdkruste könnte man in wei Hauptgruppen einteilen:

G e b i r g s d e f o r m a t i o n e n sind Verformungen, die im wesentlichen ur den Schichtenverband betroffen haben. Beispiele sind: Abschiebung, Überchiebung, Spaltenbildung und Schichtgleitfaltung. Gebirgsdeformationen sind n der Regel weder im Handstück noch im Schliff erkennbar oder nachweisbar. ie haben nur in Ausnahmefällen zu einer Änderung des Gefüges eines Geteins geführt.

G e s t e i n s d e f o r m a t i o n e n haben dagegen jedes einzelne Teilstück les Gesteins betroffen und in den meisten Fällen sein Gefüge geändert. Sie sind m Regelfalle im Handstück oder im Schliff nachweisbar. Hierzu gehören vor llem die Transversalschieferung und die Dynamometamorphose.

Zugegeben werden muß, daß, wie bei vielen Begriffen in der Geologie, uch „Gebirgsdeformation" und „Gesteinsdeformation" nicht völlig klar gegeninander abgrenzbar sind. So könnte man einwenden, daß mit der „Schichtleitfaltung" auch eine „Gesteinsdeformation" verbunden sei, weil dabei außer len Gleitbewegungen auf den Schichtflächen der Sättel und Mulden ja auch ielfach die Gesteinsbänke verbogen werden. Praktisch liegen die Dinge jedoch o, daß z. B. im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge der weitaus überwieende Teil aller Gesteine (sicher über 70%) bei der Faltung keine in den Aufchlüssen erkennbare Verbiegung erlitten hat. Wenn im übrigen Verbiegungen n Aufschluß erkennbar sind, so sind sie meist derart unbedeutend, daß niemand f den Gedanken kommen würde, zu versuchen, sie im Gefüge oder an der eformation von Fossilien nachzuweisen. — Lediglich bei Kleinfalten ergeben h stärkere Deformationen, vor allem im Bereich der Faltenumbiegungen. Im nzen gesehen ist die Verbreitung solcher echten, durch Faltung bewirkten Ge-

steinsdeformationen ganz unbedeutend. Fältelungen aber, wie sie in Handstücken, Anschliffen oder Dünnschliffen häufig beobachtet werden können, sind fast stets durch tektonische Gesteinsverformung (s. u.) entstanden und stehen demnach in keiner Beziehung zur Schichtgleitfaltung. Dies gilt übrigens auch für die meisten Kleinfalten bis zu etwa 10 m Spannweite.

Im Gegensatz zur Gebirgsdeformation sind die unter der Gruppe „Gesteinsdeformation" zusammengefaßten Erscheinungen in den meisten Gebieten von so großem Ausmaß (der Verkürzungsbetrag des Gesteins liegt in der Regel zwischen 10 und 50% der ursprünglichen Ausdehnung quer zur Schiefrigkeit), daß sie sowohl im Gefüge wie mit Hilfe der deformierten Fossilien leicht nachweisbar sind.

Die geringfügigen Verformungen der Gesteine, die mit den hier unter „Gebirgsdeformation" zusammengefaßten Erscheinungen verbunden sind, sollten kein Hindernis sein, Gebirgsdeformation und Gesteinsdeformation begrifflich auseinanderzuhalten. Vor allem darf man dabei die Größenordnung nicht ganz außer Betracht lassen. Die Häufigkeit der hier unter dem Begriff „Gesteinsdeformation" zusammengefaßten Verformungen verhält sich zu den durch „Gebirgsdeformation" (Schichtgleitfaltung) verursachten, im Gefüge erkennbaren Verformungen, grob geschätzt wie etwa 10^5 oder 10^6 zu 1.

2. Verschiedene Methoden zur Erforschung der tektonischen Gesteinsdeformation

Die wichtigsten Methoden zur Erforschung der tektonischen Gesteinsdeformation sind:

1. Beobachtung und Ausdeutung der Kleintektonik (= Großgefüge) in Aufschluß, Handstück, Anschliff und Dünnschliff. Sie sind für diesen Zweck nur beschränkt und schwieriger anwendbar als die beiden anderen später angeführten Methoden und kommen daher erst in zweiter Linie in Frage. Vor allem liefern sie weniger gute Ergebnisse bezüglich des Ausmaßes der Deformationen.
2. Die Gefügekunde (B. Sander 1931, 1948 und W. Schmidt 1925, 1932) ist eine weitgehend mikroskopische Methode, die den großen Vorzug hat, fast überall anwendbar zu sein. Sie liefert qualitativ gute Ergebnisse, bleibt jedoch, was die Bestimmung des Ausmaßes der Deformation angeht, unbefriedigend. Die Gefügekunde ist von B. Sander und seinen Schülern bis zu hoher Vollkommenheit entwickelt worden, vor allem in den Bereichen kristalliner Schiefer. Im Rheinischen Gebirge hat sie dagegen bisher nur wenig Anwendung gefunden.
3. Die hier dargelegte neue Methode der Bestimmung der Gesteinsdeformation aus den tektonischen Verzerrungen der Fossilien.

   Sie ist nur beschränkt anwendbar, ermöglicht aber dort, wo Fossilien vorkommen, wie es im Rheinischen Schiefergebirge der Fall ist, sowohl Art wie Ausmaß der Deformation rechnerisch mit einem hohen Grad von Genauigkeit zu ermitteln.
4. Eine weitere Methode der Bestimmung der Gesteinsdeformation beruht auf der Verformung von Ooiden. Sie ist von E. Cloos (1947, 1953) in den USA entwickelt und mit Erfolg angewendet worden. Auch diese Arbeitsweise gestattet qualitative und quantitative Aussagen; ihr

Anwendungsmöglichkeit ist jedoch durch das seltene Vorkommen oolithischer Gesteine in den Orogenen Europas recht beschränkt.

Auch andere Gesteinsmerkmale könnten sich für die Bestimmung von Art und Ausmaß der Deformation auswerten lassen, z. B. die mineralgefüllten Blasen in Erstarrungsgesteinen (Mandelsteine) sowie die Texturen bestimmter vulkanischer Tuffe.

Die neue, hier behandelte Methode beruht auf ziemlich einfachen Grund-
ɔachtungen über das Verhalten der deformierten Fossilien zur Schiefrigkeit
Gesteins sowie deren qualitativer und quantitativer mathematischer Auswer-
; mit Hilfe der räumlichen Geometrie. Arbeitsgeräte sind außer der üblichen
ogischen Feldausrüstung: Stechzirkel, Anlegegoniometer und Rechenschieber,
aber durch die diesem Aufsatz beigegebenen Tabellen weitgehend ersetzt
den kann.

3. Diagenetische und tektonische Gesteins- und Fossildeformation

Die Verformung von Gesteinen und Fossilien kann auf zweierlei Art zu-
de kommen, atektonisch bei der Diagenese und tektonisch im Verlauf der
rgsbildenden Vorgänge in den großen Orogenen. Die diagenetische
ɔrmation (nach einem brieflichen Vorschlag von H. R. v. GAERTNER) beruht
einem Volumschwund der Gesteine, der unter der Einwirkung der Auflast
;erer Ablagerungen senkrecht zur Schichtfläche eingetreten ist. Der Volum-
/und beruht in erster Linie auf Wasserverlust. Auch die Fossilien wurden
der diagenetischen Deformation mitbetroffen. Je nach der Beschaffenheit
Gesteine, der Stärke der Schalen sowie der Art der Lösungsvorgänge der
ılensubstanz ist das Ausmaß dieser Deformation sehr verschieden. Dies-
igliche Forschungsergebnisse liegen bisher nur in geringem Umfange vor
;. REGINECK 1917).

Bei der Bestimmung der tektonischen Gesteinsdeformation müssen alle Ein-
e der diagenetischen Deformation ausgeschaltet werden. Dies ist einwand-
dadurch möglich, daß nur flach ausgebreitete, schichtig angeordnete Fossi-
benutzt werden, bei denen immer nur die Länge und Breite, nicht aber die
ıe gemessen und ausgewertet wird.

Die diagenetische Deformation führt durch Volumschwund nur zur Ver-
:ung des Gesteins in einer Richtung. Eine absolute Auslängung in anderen
ıtungen findet nicht statt.

Bei der tektonischen Gesteindeformation, wie sie im Rheini-
n Schiefergebirge auftritt, ist ebenfalls eine Verkürzung der Gesteine in
r Richtung eingetreten. Diese Richtung kann indessen in jedem beliebigen
ıkel zur Schichtung stehen. Die tektonisch bedingte Verkürzung der Gesteine
n gelegentlich ebenso wie die diagenetische Deformation durch reinen Volu-
ıverlust zustande kommen. In diesem Falle hat ebenfalls keine Auslängung
tgefunden. In der Regel aber sind die Gesteine bei geringem, manche sogar
e Volumenverlust in Richtungen, die quer zur Verkürzung stehen, aus-
ngt worden.

Die Träger der tektonischen Gesteinsdeformation sind im Rheinischen Ge-
e stets die tonhaltigen (Schiefer-) Gesteine. Sie haben die schwerer verform-
n Sand- und Kalkgesteine in mehr oder weniger großem Umfange gezwun-
„mitzumachen". Die tektonische Verformung der Gesteine
auch den in den Gesteinen enthaltenen Fossilien auf-

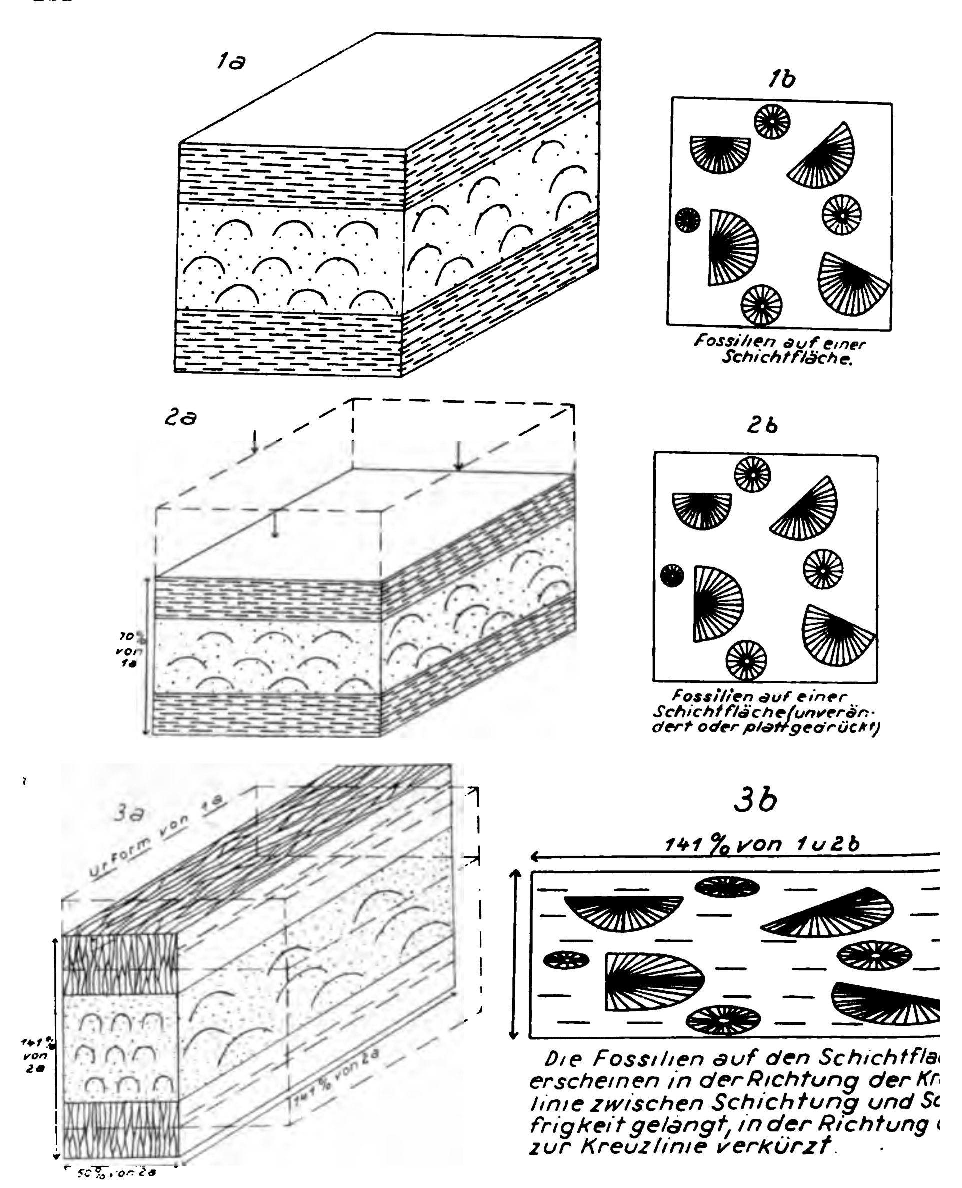


Abb. 1 a und b. A u s g a n g s s t a d i u m. Zustand kurz nach der Sedimentation.

Abb. 2 a und b. D i a g e n e t i s c h e G e s t e i n s d e f o r m a t i o n, durch Raumverlust duktion des Porenvolumens und Wasserauspressung) unter Belastungsdruck während der genese entstanden: Verkürzung senkrecht zur Schichtfläche, keine Auslängung nach den Se

Abb. 3 a und b. T e k t o n i s c h e G e s t e i n s d e f o r m a t i o n, meist ohne größeren R verlust unter Tangentialdruck während der Orogenese entstanden. Verkürzung senkrecht Schiefrigkeit (Q u e r v e r k ü r z u n g), Auslängung nach oben und unten (H o c h l ä n g und in der Horizontalen (S e i t e n l ä n g u n g). Die Zeichnung bezieht sich auf zweiac Verformung (Kugel zu Rotationsellipsoid) und auf den Deformationsgrad D = 50/141 Volumverlust.

Abb. 1—3. Diagenetische und tektonische Gesteins- und Fossildeformation im Rheinisch Schiefergebirge.

eprägt worden. Je nach der Beschaffenheit und Form sowie der Lage der chalen im Sediment geschah dies mehr oder weniger vollkommen. Das Ausmaß der tektonischen Deformation der Fossilien, das sich mit Hilfe der unten dargelegten mathematischen Formeln errechnen läßt, wird also häufig kleiner sein als die Deformation des sie einschließenden Gesteins. Bei unzureichendem Material liefern die deformierten Fossilien also oft nur Minimalwerte für die Gesteinsdeformation. Dafür, daß die Fossilien tektonisch stärker deformiert sein sollten als das sie einschließende Gestein, hat sich, abgesehen von wenigen weiter unten erwähnten Sonderfällen ohne größere Bedeutung, weder im Untersuchungsmaterial noch in der Theorie ein Anhaltspunkt ergeben.

4. Tektonische Gesteinsdeformation und Schiefrigkeit

Die tektonische Deformation der Fossilien und Gesteine steht in engem Zusammenhang mit dem, was man gemeinhin unter „Schieferung" bezeichnet. Dieser Begriff faßt, wie viele ähnliche Ausdrücke, Erscheinung und Vorgang zusammen. Da dies sehr häufig zu Mißverständnissen führt, möchte ich vorschlagen, ebenso wie im englischen und französischen Sprachgebrauch (cleavage und schistosity, clivage und schistosité) zwischen „Schieferung" als Vorgang und „Schiefrigkeit" als Zustand zu unterscheiden. Im weiteren steht daher, wenn der Zustand gemeint ist, stets der Ausdruck „Schiefrigkeit" (= schistosity und schistosité). Bei dem engen Zusammenhang zwischen Schiefrigkeit und tektonischer Fossildeformation ist eine kurze Gegenüberstellung der beiden Begriffe angezeigt.

Die Schiefrigkeit beruht auf einer Spaltbarkeit der Gesteine nach einer Ebene, die durch zahllose dünne, mit Feinglimmer belegte Häutchen (Lamellen) hervorgerufen wird.

Es steht außer Frage, daß die Schiefrigkeit wenigstens in ihrer ersten Anlage durch tektonische Gesteinsverformung hervorgerufen worden ist. Wegen dieses engen ursächlichen Zusammenhanges neigen manche Forscher dazu, „Schieferung" und „tektonische Gesteinsdeformation" gleichzusetzen. Dies geschieht deshalb nicht ohne Berechtigung, weil die Schiefrigkeit überall bei weitem der auffallendste und verbreitetste Ausdruck der tektonischen Verformung ist.

Nun lassen aber Kalksteine, Dolomite, Quarzite und quarzitische Sandsteine, sofern sie ursprünglich ton- und feldspatfrei waren, ohne Rücksicht auf den Grad ihrer Deformation im Rheinischen Gebirge keine Schiefrigkeit erkennen. Es wäre daher schwer vertretbar, einen deformierten Kalkstein schlechthin als „geschiefert" zu bezeichnen. Ganz unmöglich aber wäre es, zu behaupten, die bekannte „Oberbergische Grauwacke" (Grauwacke hier als technische Bezeichnung), die als Pflasterstein in den meisten Großstädten des Landes Nordrhein-Westfalen Verwendung findet und die meist noch eine beträchtliche Deformation (durchweg 10% Verkürzung) erkennen läßt, besäße eine Schieferung. Wie sich im übrigen an Hand der deformierten Fossilien unlängst herausgestellt hat, ist mitsamt ihrem Nebengestein auch ein großer Teil der Steinkohle an Ruhr und Wurm in beträchtlichem Umfange (10—20% Verkürzung) tektonisch deformiert worden. Wer wollte indessen behaupten, die Steinkohle oder ihr Nebengestein sei geschiefert?

Nach dem gegenwärtigen Stand der Erkenntnis ist also die Schiefrigkeit nur der Ausdruck mittlerer und stärkerer tektonischer Deformation in den ursprünglich ton- oder feldspatführenden Gesteinen, also nur eine Teil-

erscheinung der tektonischen Gesteinsdeformation. Es ist daher nicht möglich, die Begriffe „Schieferung" und „tektonische Gesteinsdeformation" gleichzusetzen. Die tektonische Gesteinsdeformation, nachweisbar mit Hilfe der deformierten Fossilien, geht über die Verbreitungsgebiete der Schiefrigkeit erheblich hinaus und umfaßt weite Bereiche, in denen sie bisher nicht vermutet wurde.

5. Die beiden Hauptarten der Schiefrigkeit im Rheinischen Gebirge

Die Art, wie die Schiefrigkeit im Rheinischen Gebirge auftritt (vgl. auch A. Born 1929), wird bestimmt

1. durch die mineralmäßige Zusammensetzung und die Korngröße der Tongesteine,
2. die Feinschichtung innerhalb der Tongesteine,
3. die Art und das Auftreten der sandigen und kalkigen, nicht oder wenig schieferbaren Einlagerungen in den Tongesteinen,
4. durch den Kreuzwinkel zwischen Schiefrigkeit und Schichtung,
5. durch den Intensitätsgrad der Schieferung, der regional verschieden ist,
6. durch bestimmte Unterschiede im Gefüge der geschieferten Tongesteine, die in der Deformationsart begründet liegen. Nur diese sollen hier kurz behandelt werden.

Wie schon der Verfasser (1931, S. 214—215) dargelegt hat, gibt es zwei Hauptarten der Schiefrigkeit, die sich in ihrem Gefüge grundsätzlich voneinander unterscheiden und die hier als die „richtungslose" und die „gerichtete" Schiefrigkeit bezeichnet werden sollen. Hinzu tritt als dritte weniger verbreitete Art die „gerichtete Schiefrigkeit mit einschariger Zergleitung".

Richtungslos-geschieferte Gesteine sind im Prinzip nur in einer Richtung teilbar. Wenn bei ihnen eine zweite Teilbarkeit vorliegt, was besonders bei geringer Intensität der Schiefrigkeit sehr häufig vorkommt, so ist sie durch die sedimentäre Feinschichtung des Materials hervorgerufen. Die richtungslose Schiefrigkeit ist die normale Ausbildung, insbesondere im nördlichen Schiefergebirge. Sie hat gewöhnlich ein Einfallen von 40—80° nach SSO oder SO, jedoch kommt auch annähernd saigeres oder steil nördliches Einfallen vor. Das Streichen folgt mit verhältnismäßig seltenen Abweichungen dem „Generalstreichen" des Gebirges. Richtungslos geschieferte Tongesteine sind je nach Mineralbestand und Korngröße rauh oder glatt (vgl. Born 1929). Ihr Gefüge erscheint auf den meist feinhöckerig gestalteten Spaltflächen in allen Richtungen gleich. Im Dünnschliff quer zu den Schieferungsflächen lassen sie, wenn man die Schichtung unberücksichtigt läßt, in allen Richtungen ebenfalls das gleiche Gefüge erkennen.

Die gerichtet-geschieferten Gesteine lassen neben der Hauptspaltrichtung eine zweite, von der Schichtung unabhängige Teilbarkeit erkennen, die stets weniger stark ausgeprägt ist als die eigentliche Schiefrigkeit. Die Teilbarkeit verläuft i. a. quer zum Streichen nach oben. Sie bewirkt, daß man die Schieferplatten in dieser Richtung in mehr oder weniger ausgesprochen stengelige Stücke zerlegen kann. Albert Heim hat (1921) diese zweite Teilbarkeit wohl im Anschluß an die Praxis des Schieferbergbaus als die „Faser" der

hiefergesteine bezeichnet. Im Unterschied zu der richtungslosen Schiefrig-
it, deren einziges Linear die Kreuzlinie mit der Schichtung ist, besitzt also die
richtete Schiefrigkeit ein weiteres, lediglich durch die Art der Deformation
dingtes Linear [2]).

Im Dünnschliff unterscheidet sich die gerichtete von der richtungslosen
hiefrigkeit dadurch, daß im Querschnitt (Vertikalschnitt = Schnitt längs der
Achse) die einzelnen winzig-kleinen Linsen, aus denen die Substanz des
hiefers besteht, lang ausgezogen, im Längsschnitt (Schnitt quer zur Schiefrig-
it längs der b-Achse) dagegen kürzer und gedrungener erscheinen.

Die gerichtete Schiefrigkeit ist auf einzelne Bereiche des Schiefergebirges,
e das Cambrium und das Alt-Unterdevon des Vennsattels sowie den Kern des
lichen Sauerlandes, beschränkt, in denen milde Tongesteine vorwiegen. Ihr
nfallen ist im Unterschied zur plattigen Schiefrigkeit in der Regel kleiner
40°. Im allgemeinen gilt, daß die richtungslose Schiefrigkeit
eiles, die gerichtete dagegen flaches Einfallen hat.

Im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit sind die Fossilien anders defor-
ert als in dem der richtungslosen.

Innerhalb der Gebiete der gerichteten Schiefrigkeit ist gelegentlich noch
e dritte Art der Schiefrigkeit vertreten. Sie ist gekennzeichnet durch das Auf-
ten echter Gleitflächen (einscharige Gleitung der Gefügekunde), die sich in
r Ebene der Schiefrigkeit herausgebildet haben. Die deutlichen Bewegungs-
ren auf diesen Gleitflächen sind stets nach oben gerichtet. Wenn man diese
t Schieferung begrifflich näher kennzeichnen wollte, könnte man sie als
richtete Schiefrigkeit mit einschariger Zergleitung be-
chnen. Ihre Verbreitung läßt sich heute noch nicht näher abgrenzen.

Die gerichtet-geschieferten Gesteine lassen meist die drei Achsen a, b und c
s Deformationsellipsoids ohne weiteres erkennen (a = Richtung der „Faser",
= die Querrichtung dazu auf der Ebene der Schiefrigkeit, c = die Richtung
er zur Schiefrigkeit).

Die richtungslos-geschieferten Gesteine lassen nur die Achse c erkennen,
er keine Achsen a und b. Wenn in einigen Zeichnungen zu dieser Arbeit
nnoch die beiden Achsen eingetragen sind, so handelt es sich nur um an-
nommene Achsen, die die räumliche Darstellung verständlich machen sollen.
ür die Berechnungen ist die lange Achse des Deformationsellipsoides, das in
esem Falle stets ein Rotationsellipsoid ist, mit a bezeichnet worden.

Es muß einigermaßen verwundern, daß ein so einfacher und leicht nach-
rüfbarer Befund, wie die Feststellung, daß das Gefüge der geschieferten
esteine im überwiegenden Teil des Rheinischen Schiefergebirges innerhalb der
bene der Schiefrigkeit richtungslos ist, bislang noch so wenig bekannt wurde,
aß ihn weder die Speziallitcratur noch die maßgebenden Lehrbücher der
efügekunde und der Petrographie erwähnen.

6. Kreuzlinie und Kreuzwinkel

Zum Verständnis der tektonischen Fossildeformation sind zwei Begriffe un-
ntbehrlich, nämlich die der Kreuzlinie und des Kreuzwinkels zwischen Schiefrig-
eit und Schichtung, im folgenden kurz „Kreuzlinie" und „Kreuzwinkel" genannt.

[2]) Im französischen Paläozoikum erkannte bereits JANNETAZ (1884) vor allem auf Grund
n Untersuchungen der Wärmeleitfähigkeit der Schiefergesteine den Unterschied zwischen
n beiden Arten der Schiefrigkeit, die hier als die gerichtete und die richtungslose bezeich-
: werden.

Die Kreuzlinie ist die Schnittlinie zwischen der Ebene der Schiefrigkeit und der Ebene der Schichtung, der Kreuzwinkel (φ) dagegen der Raumwinkel zwischen diesen beiden Ebenen. Es sei noch besonders darauf hingewiesen, daß es sich nicht um den Winkel zwischen Streichen oder Einfallen beider Flächen handelt. Der Kreuzwinkel ist vielmehr weder auf die Horizontale noch auf die Vertikale bezogen, sondern liegt in der Ebene senkrecht zur Kreuzlinie.

Kreuzlinie und Kreuzwinkel können jede beliebige Lage im Raum einnehmen. Die Kreuzlinie ist bei einiger Übung in den meisten Aufschlüssen sowie in vielen Handstücken unschwer zu erkennen.

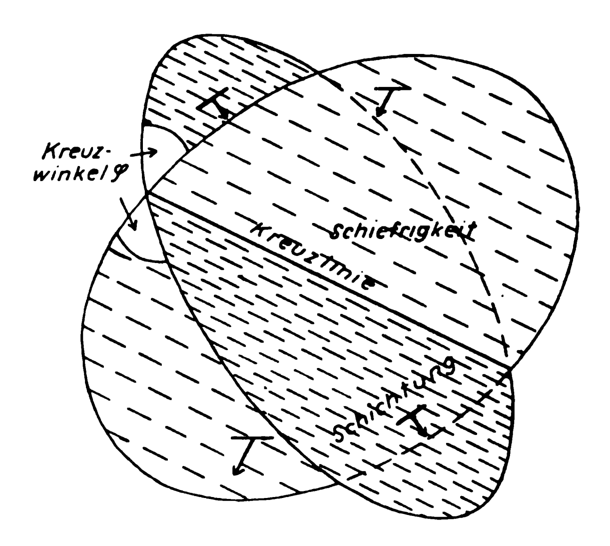


Abb. 4. Kreuzlinie und Kreuzwinkel.

Der Kreuzwinkel wird im Aufschluß oder noch einfacher am Handstück mittels des Anlegegoniometers gemessen. Er läßt sich mit Hilfe von Tabellen auch aus dem Streichen und Einfallen der Schichtung und Schieferung und noch einfacher mit Hilfe des SCHMIDTschen Netzes ermitteln. Lediglich bei horizontalem Verlauf der Kreuzlinie ist der Kreuzwinkel mit dem Differenzwinkel zwischen dem Einfallen der Schieferung und der Schichtung gleich.

Die horizontale Lage der Kreuzlinie ist jedoch nur in den Oberdevon- und Karbonschichten am Nordrand des Schiefergebirges die Regel; im eigentlichen Schiefergebirge hat sie jedoch gewöhnlich ein Einfallen von 10—25°, häufig auch bis zu 45° in genereller Richtung Nordost oder Südwest. Wenn Schichtung und Schiefrigkeit das gleiche steile Einfallen, aber verschiedenes Streichen haben, wie es namentlich im Siegerländer Unterdevon nicht selten der Fall ist, kann die Kreuzlinie auch ein steiles Einfallen in beiden Richtungen annehmen; sie kann sogar in der Vertikalprojektion einer Schichtfläche senkrecht stehen.

Da die Lage der Kreuzlinie lediglich durch die örtliche Lage von Schiefrigkeit und Schichtung bedingt ist, gestattet sie keinerlei Schlüsse auf irgendwelche „Richtungen" der Gesteinsdeformation oder gar „tektonischer Kräfte".

Allgemeine Befunde an deformierten Fossilien

: tektonische Deformation der Fossilien kommt in den mannigfachsten vor, die hier nicht sämtlich behandelt werden sollen [3]). Für die Bestimer Gesteinsdeformation kommen im Bereich der richtungslosen Schiefzunächst alle diejenigen Fossilien in erster Linie in Frage, die auf den ächen flach ausgebreitet sind und dünne Schalen haben. Unter den ein-Tierordnungen sind kreisrunde oder annähernd runde, wie Crinoidender und Cephalopoden oder symmetrische Formen wie Brachiopoden lobiten für die Bestimmung der tektonischen Deformation am besten t. Im übrigen lassen sich alle Formen verwenden, wenn sie in genügenzahl und primär regellos auf den Schichtflächen ausgebreitet sind, also veischaler und Ostracoden.

folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse über das äußere Bild sildeformation und ihre Lage im Raum und zur richtungslosen Schiefrigurzer Zusammenfassung mitgeteilt. Diese Ergebnisse lassen sich in ihren igen an dem Material jeder größeren Fossilsammlung, insbesondere an Handstücken, unschwer nachprüfen.

e tektonisch deformierten Fossilien lassen, auf der Schichtfläche be- entweder eine „Streckung" nach einer bestimmten Richtung —7) oder eine richtungslose Plättung erkennen (Abb. 8). Der k „Streckung" soll hier und im folgenden nichts anderes bezeichnen als ıf der Schichtfläche wahrnehmbaren und durch Messung erfaßbaren Zuer Fossilien, der durch die tektonische Gesteinsdeformation hervor- worden ist, ohne Rücksicht darauf, ob im Einzelfall tatsächlich Ausvorliegt oder nicht. In der Regel ist die „Streckung" des Fossils vorl durch Verkürzung in der Querrichtung zustande gekommen.

der Kreuzwinkel zwischen Schiefrigkeit und Schichtung steil oder ein so erkennt man an jedem Handstück ohne weiteres, daß die Fossiuer zur Ebene der Schiefrigkeit verkürzt [4]) worden sind und 6). Die Verkürzung prägt sich im Querbruch sowohl wie auf der äche vielfach in einer verstärkten Wölbung der Schalen aus (Abb. 3a, 5a).

: Stärke der auf den Schichtflächen deutlich werdenden Streckung ngig:

vom Grad der Deformation,

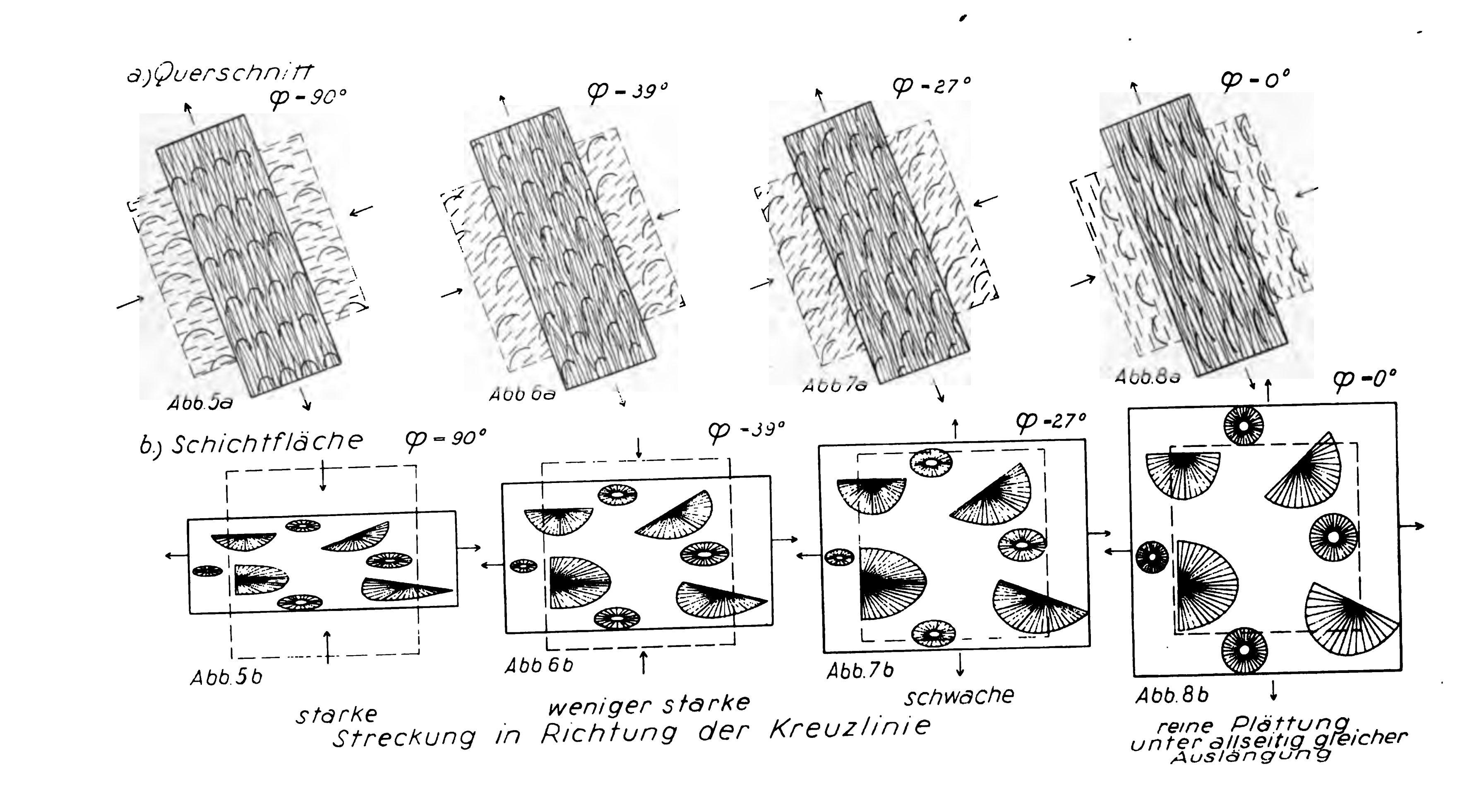
von der Größe des Kreuzwinkels φ zwischen Schiefrigkeit und Schiche ist bei $\varphi = 90°$ (Abb. 5) am größten, nimmt mit dem Abnehmen des nkels ebenfalls ab (Abb. 6 und 4) und erreicht bei $\varphi = 0°$, wenn Schichd Schiefrigkeit zusammenfallen, ebenfalls den Wert 0. In diesem Falle : Fossilien nicht mehr verzerrt, sondern nur plattkt und in allen Richtungen mehr oder weniger stark vergrößert (Abb. 8) [5]).

---

ute Angaben über die Veränderungen der Fossilien durch die Gesteinsverformung Fuchs (1915, S. 2—3). In seiner Arbeit findet sich ferner eine ganze Reihe vorzügder verformter Versteinerungen aus dem Unterkoblenz der Loreleigegend, die die ichten Mitteilungen gut ergänzen. Ausführlich geht ferner auch G. Solle (1953) auf rmung der Fossilien ein, wobei freilich paläontologische Gesichtspunkte im Vorderhen.

ür das englische Paläozoikum bereits von Sharpe (1847) erkannt und von Haughton d anderen bestätigt.

Die Beziehungen zwischen Kreuzwinkel und der Verzerrung der Fossilien wurden nglische Paläozoikum bereits von Sharpe (1847) erkannt und später insbesondere ughton (1856) bestätigt.


a.) Querschnitt
φ - 90°
φ - 39°
φ - 27°
φ - 0°
Abb.5a
Abb 6a
Abb 7a
Abb.8a
b.) Schichtfläche
φ - 90°
φ - 39°
φ - 27°
φ - 0°
Abb.5b
Abb 6b
Abb.7b
Abb.8b
starke
weniger starke
schwache
Streckung in Richtung der Kreuzlinie
reine Plättung
unter allseitig gleicher
Auslängung

Das Ausmaß der Deformation der Fossilien wird weitgehend durch die eschaffenheit ihrer Schalen beeinflußt, was bei den Auswertungen und Berechungen berücksichtigt werden muß. Fossilien mit dünnen, flach ausgebreiteten halen zeigen die Gesteinsdeformation vollständig an, Fossilien mit dicken halen oder solchen aus massivem Kalkspat dagegen nur teilweise und in gessen Fällen überhaupt nicht. Es sei aber gleich bemerkt, daß diese Unteriiede leicht erkennbar sind und daher die Meßergebnisse nicht wesentlich beıträchtigen können.

Für die Beurteilung der Art der Deformation bedeutsam sind die folgenn Beobachtungsergebnisse, die nach den bisherigen Erkenntnissen für alle biete der richtungslosen Schiefrigkeit des Rheinischen Gebirges in gleicher eise Geltung haben:

a) Die Richtung der Streckung der Fossilien fällt ohne ücksicht auf die Lage im Raum stets mit der Kreuzlinie vischen Schiefrigkeit und Schichtung zusammen[6]. Ausnahn von dieser Regel sind selten.

b) Beim Zusammenfallen von Schiefrigkeit und Schichng ist in der Regel nur eine richtungslose Plättung zu obachten[7].

Ein gutes Beispiel für diese Erscheinung bieten die bekannten Vereinerungen aus dem Hunsrückschiefer, die sich durch ihren ten Erhaltungszustand und das Fehlen größerer Verzerrungen auszeichnen. hiefrigkeit und Schichtung fallen in diesen Platten stets zusammen. Das Fehlen er die Geringfügigkeit von Verzerrungen darf nicht darüber hinwegtäuschen, ß quer zu Schiefrigkeit und Schichtung eine tektonische Deformation auf wa die Hälfte der ursprünglichen Ausdehnung eingetreten ist (vgl. Taf. 2, ld 1, 2 und 4).

In Gesteinen, in denen nur ein Teil der Brachiopoden und Muschelschalen ch der Schichtung eingeregelt ist, einzelne Formen aber auch in der Ebene r Schiefrigkeit ausgebreitet sind, kann man mitunter starke Streckung ıf den Schichtflächen und richtungslose Plättung auf den lächen der Schiefrigkeit im gleichen Handstück beobachten[8].

Die Bilder 3 und 5 auf Taf. 2 zeigen Beispiele dafür, daß in Tonschiefern it starker Deformation (tektonische Verkürzung quer zur Schiefrigkeit auf die älfte der ursprünglichen Ausdehnung und mehr) die Auslängung in der Ebene r Schiefrigkeit allseitig etwa gleich groß ist, daß also Hoch- und Seitenlängung diesen Gesteinen etwa gleiches Ausmaß haben.

c) Die Streckung ist in der Regel seitlich und nur ausıhmsweise nach oben gerichtet. Sie entspricht damit der Lage der euzlinie. Nur in den Bereichen des Karbons und Oberdevons am Nordrande s Schiefergebirges liegt sie allgemein horizontal. Im eigentlichen Schieferbirge hat sie dagegen in der Regel ein Einfallen von 10—25°, mitunter ıch mehr.

Eine Streckung im Einfallen der Schichtfläche, also eine ± vertikale Lage nerhalb dieser, habe ich im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit nur in n recht seltenen Fällen beobachten können, in denen auch die Kreuzlinie die

[6] Diese grundlegende Erkenntnis hat bereits HAUGHTON (1856) im englischen läozoikum gewonnen.

[7] Die Tatsache, daß es in der Ebene der Schiefrigkeit richtungslos ausgedehnte Fosien gibt, hat im Paläozoikum Frankreichs bereits DUFET (1875, S. 1—384) erkannt.

[8] Solches Beweismaterial steht auf Anforderung zur Verfügung.

gleiche Lage hat, Schieferung und Schichtung sich also nur im Streichen, nicht aber im Einfallen wesentlich unterscheiden.

Nicht schichtig eingeregelte Fossilien sind im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit weit weniger häufig zu finden als schichtige. Wenn, wie in den meisten Fällen, die Fossilien als Hohlräume erhalten sind, ist eine genaue Ermittlung der Deformation nicht einfach. Bessere Möglichkeiten ergeben sich dann, wenn die Fossilien noch voll erhalten sind. Man kommt in diesem Falle freilich ohne eine Orientierung im Aufschluß meist nicht aus und kann ohnedies eine etwa vorhandene diagenetische Deformation nicht leicht eliminieren. Wenn man indessen günstig gestaltete Formen, wie in der Urform annähernd kugelige Brachipoden, in kalkschaliger Erhaltung in gut geschiefertem Mergelschiefer eingebettet vorfindet, so ist der Befund meist eindeutig. Die Brachiopoden lassen in diesem Fall keine „Streckung" erkennen, sondern sind einfach abgeplattet ohne Längenausdehnung in einer bevorzugten Richtung. Die Art der Deformation ist hier zum Unterschied von der Verformung der schichtig angeordneten Formen unmittelbar zu erkennen und bedarf daher keiner weiteren räumlich-geometrischen Ausdeutung.

In gerichtet-geschieferten Tongesteinen sind ebenso wie in den richtungslos geschieferten alle Fossilien in der Ebene der Schieferung geplättet, außerdem aber noch in der Richtung der „Faser" nach oben gestreckt (vgl. Abb. 18 und 19). In diesen durchweg fetten Tonschiefern finden sich die Fossilien (meist Brachiopoden) freilich meist ungeregelt und gewöhnlich lediglich in Form von Abdrücken und Steinkernen vor. Weil jedoch die Gesteinsverformung in den Bereichen der gerichteten Schiefrigkeit stets besonders intensiv ist, sind sowohl Plättung (Abb. 18 und 19) wie Hochstreckung der Fossilien so stark ausgeprägt, daß sie auch in diesem an sich ungünstigen Erhaltungszustand unschwer erkannt werden können. Besonders gut ist diese Art der Fossildeformation im Gebiet der mitteldevonischen Tonschiefer des östlichen Sauerlandes zu studieren. Auch in diesem Falle bedarf es keiner räumlich-geometrischen Ausdeutung, da die Art der Deformation unmittelbar erkennbar und ihre Orientierung im Raum durch das Linear ohne weiteres gegeben ist.

8. Räumlich-geometrische Schlußfolgerungen auf die Art der Gesteinsdeformation aus den Befunden an deformierten Fossilien

a) Die verschiedenen Möglichkeiten der Verformung

Theoretisch können Gesteine auf alle mögliche Weise tektonisch verformt sein. Im weitaus größten Teil des Schiefergebirges, vor allem im Bereich der richtungslosen Ausbildung, haben indessen die Deformationen der Fossilien wie auch die Schiefrigkeit einen durchaus einheitlichen Charakter. Da in diesen Gebieten durchweg eine einfache Sattel- und Muldengroßtektonik herrscht, können die Gesteine nur in einfacher und einheitlicher Weise tektonisch deformiert sein.

Auch eine im Prinzip einfache Deformation kann aber im einzelnen, und zwar durch die Einschaltung schwächer und gar nicht verformbarer Gesteine, zu mannigfaltigen Scherungen, Torsionen und Verbiegungen führen, die aber immer nur den Charakter von Nebenerscheinungen haben und für die eigentliche Deformation, deren Träger die tonigen Gesteine sind, nicht viel besagen. Für

: Beurteilung der Gesamterscheinung der Deformation sind vielmehr die uptbefunde maßgebend; sie können durch eventuelle Auffindung örtlicher omalien nicht in Frage gestellt werden.

Bei der tektonischen Deformation eines kugelförmig gedachten Gesteins- pers (Abb. 9) ergibt sich ein Verformungsellipsoid. Im Bereich des einischen Gebirges, wie auch in den meisten anderen großen Orogenen, ist ses Verformungsellipsoid stets abgeplattet, es hat also eine kurze Achse c d zwei längere Achsen a und b (Abb. 10—14). Die beiden längeren Achsen den zusammen die Hauptebene des Ellipsoides. Diese entspricht ts der Ebene der Schiefrigkeit.

Im einzelnen sind eine Reihe verschiedener Verformungsarten denkbar.

a) Die Verformung kann unter reinem Volumenverlust, mit Volumenverlust und ohne Volumenverlust vor sich gegangen sein,

b) die langen Achsen a und b des Verformungsellipsoids können gleich oder verschieden lang sein [Rotationsellipsoid oder dreiachsiges[9]) Ellipsoid],

c) die kurze Achse c des Verformungsellipsoids kann rechtwinklig oder schief zur Hauptebene stehen (nichtrotationale oder rotationale Verformung).

Nachfolgend wird eine Übersicht über die einzelnen im Schiefergebirge ıglichen Fälle gegeben:

1. Nichtrotationale Verformung (Abb. 10—13).

1 a) Rotationsellipsoid mit gegenüber der Ausgangskugel verkürzter Achse c, er mit unveränderten Achsen a und b (Rotationsellipsoid ohne :iten- und Hochlängung, Abb. 10). Sie ist die einfachste Form tek- ıischer Deformation überhaupt. Sie gleicht der diagenetischen Verformung bis f den Umstand, daß die Hauptebene nicht in der Schichtung liegt, und hat t ihr gemeinsam, daß sie unter reinem Volumenverlust vor sich gegangen (Deformation mit reinem Volumenverlust). Mit diesem Defor- ıtionstypus ist keine Schiefrigkeit verbunden.

1 b) Rotationsellipsoid mit verkürzter Achse c und gegenüber dem Kugel- dius ausgelängten Achsen a und b (Rotationsellipsoid mit allsei- ger Auslängung, Deformation ohne Volumenverlust) (Abb. 11), enfalls eine sehr einfache Form tektonischer Deformation; 1 a und 1 b können ch kombiniert auftreten (Deformation mit Volumenverlust). Die- m Deformationstypus entspricht die richtungslose Schiefrigkeit.

1c) Dreiachsiges Ellipsoid mit unveränderter Achse b nd stark verlängerter Achse a (Abb. 12). Für diese Verformungsart ıt sich bisher kein Beispiel in der Natur auffinden lassen, wahrscheinlich kommt : im Rheinischen Schiefergebirge nicht vor.

1d) Dreiachsiges Ellipsoid mit ausgelängter Achse b und ärker ausgelängter Achse a (Abb. 13). Der Haupttypus der drei- hsigen Verformung im Rheinischen Schiefergebirge. Er entspricht der gerich- ten Schiefrigkeit. (Mit dreiachsigen Ellipsoiden, bei denen die Achse b [im reichen der Schieferung] stärker ausgelängt ist als die Achse a, braucht nicht rechnet zu werden.)

---

[9]) „Zweiachsiges Ellipsoid" bedeutet hier ein in zwei Achsen verschiedenes, „drei- iiges Ellipsoid" ein in drei Achsen verschiedenes Ellipsoid. Das entsprechende gilt für eiachsige" und „dreiachsige" Verformung.

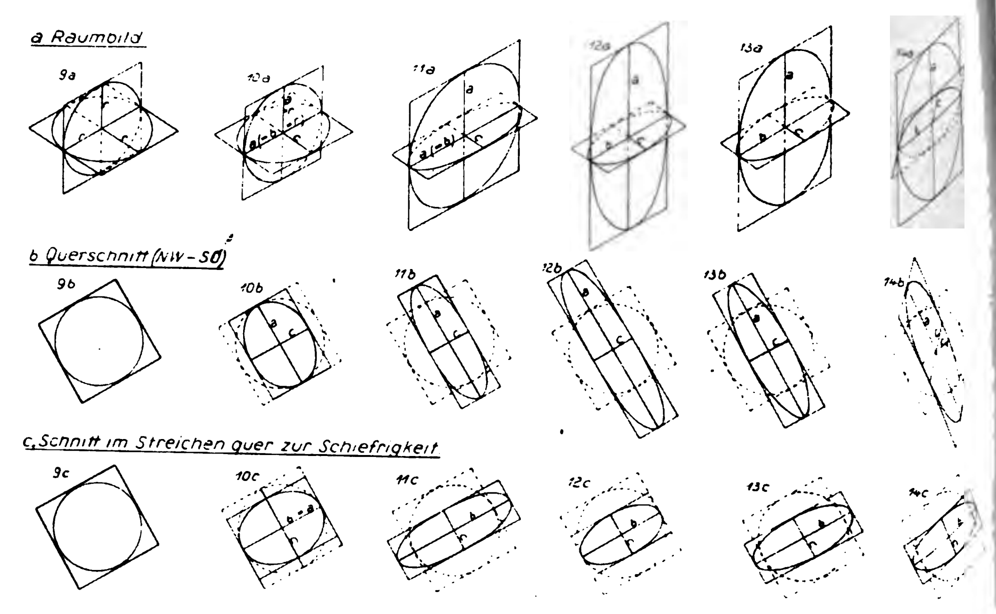


Abb. 9. Urform: Kugel.

Abb. 10. Zweiachsiges Ellipsoid (Rotationsellipsoid mit kurzer Achse c). Deformation unter reinem Volumenverlust. Verkürzung in c, keine Auslängung nach a und b, also nur Querverkürzung, keine Hoch- und Seitenlängung. Nur untergeordnet im Karbongürtel am Nordende des Schiefergebirges verbreitet. V = 0,75, D = 75/100.

Abb. 11. Zweiachsiges Ellipsoid (Rotationsellipsoid mit kurzer Achse c). Deformation ohne Volumenverlust. Verkürzung in c, gleiche Auslängung in a und b, also Querverkürzung sowie Hoch- und Seitenlängung gleichen Ausmaßes. Haupttypus der Deformation im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit. V = 0,36, D = 50/141.

Abb. 12. Dreiachsiges Ellipsoid mit langer Achse a und gegenüber der Urform unveränderter Achse b. Deformation ohne Volumenverlust, starke Hochlängung, keine Seitenlängung. Ein Deformationstypus, der wahrscheinlich nicht vorkommt. V = 0,5, D = 50/100/200.

Abb. 13. Dreiachsiges Ellipsoid mit stark ausgelängter Achse a und weniger stark ausgelängter Achse b. Deformation ohne Volumenverlust. Querverkürzung, Seitenlängung, starke Hochlängung. Haupttypus der Deformation im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit. V = 0,41, D = 50/120/167.

Abb. 14. Dreiachsiges Ellipsoid wie 13 mit zusätzlicher rotationaler Verformung. Nur gelegentlich im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit. V = 0,30, D = 48/120/173.

Abb. 9—14. Die verschiedenen Möglichkeiten tektonischer Gesteinsdeformation im Rheinischen Schiefergebirge, abgeleitet aus der gleichen Urform. (Abb. 10 mit reinem Volumenverlust, Abb. 11—14 ohne Volumenverlust.)

2. Rotationale Verformung

a) Dreiachsiges Ellipsoid (wie Abb. 13) mit schiefstehender Achse c (Abb. 14). Ein untergeordnet verbreiteter Deformationstypus. Er entspricht der gerichteten Schiefrigkeit mit einscharіger Zergleitung. Andere Arten rotationaler Deformation sollen hier außer Betracht bleiben, da ihr Vorkommen bisher nicht festgestellt werden konnte.

Deformierte Fossilien aus dem Bereich rotationaler Verformung lagen dem Verfasser nicht vor.

b) *Verformungsellipsoid und Schnittellipsen.*

Ein *Rotationsellipsoid* mit kurzer Achse enthält nur *einen* Haupt-
ɔnitt, der Kreisform hat. Er liegt in der Hauptebene (aa) = (ab) des Ellip-
ids. Alle übrigen Hauptschnitte sind Ellipsen (vgl. Abb. 15b). (Hauptschnitte
ıd alle Schnitte, die durch den Mittelpunkt eines Ellipsoids gelegt werden.)
urch *ein dreiachsiges Ellipsoid* kann man dagegen *zwei* kreis-
rmige Hauptschnitte legen. Sie liegen in der Achse b und bilden mit der
auptebene (ab) den Grenzkreuzwinkel φ_g (Abb. 15 c). Alle übrigen Haupt-
ɔnitte sind Ellipsen, im besonderen auch der Schnitt in der Hauptebene
b) selbst.

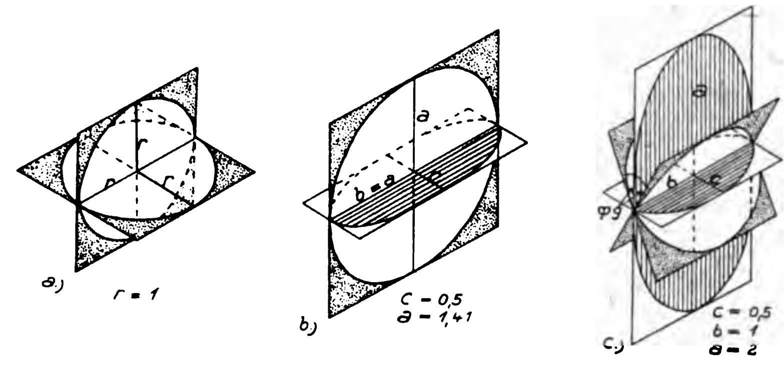


Abb. 15. Die Lage der kreisförmigen Hauptschnitte in einer Kugel, einem zweiachsigen Ellipsoid und einem dreiachsigen Ellipsoid.

Die Schichtflächen mit den auf ihnen schichtig angeordneten Fossilien kön-
n Hauptschnitten durch das Deformationsellipsoid gleichgesetzt werden. *Alle
chichtflächen mit gestreckten Fossilien entsprechen also
lipsenförmigen Hauptschnitten.* Die Streckung verläuft dabei
ets in der Richtung der langen Achse der Ellipsen. *Alle Schichtflächen
it richtungslos-geplätteten Fossilien entsprechen da-
egen kreisförmigen Hauptschnitten durch das Deforma-
onsellipsoid.*

c) *Schlußfolgerungen auf die Deformationsart bei der richtungslosen Schiefrigkeit aus dem Verhalten der Kreuzlinie zur Streckung.*

Da im *zweiachsigen* (Rotations-) *Ellipsoid* die langen Achsen eines
den Hauptschnittes in der Hauptebene des Ellipsoids liegen, muß die Kreuz-
nie zwischen den Hauptschnitten und der Hauptebene des Ellipsoids stets mit
en langen Achsen der Schnittellipsen zusammenfallen (Abb. 15b).

Wenn ein Schnitt durch

das Ellipsoid	der Schichtung
die Hauptebene des Ellipsoids	der Schiefrigkeit und
die langen Achsen der Schnittellipsen	der Streckung

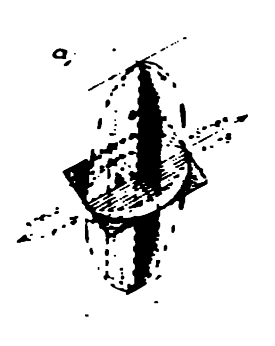
ler Fossilien gleichgesetzt werden, so bedeutet das, daß

die Kreuzlinien zwischen Schichtung und Schiefrigkeit bei einer Deformation, die der einer Kugel zu einem

Rotationsellipsoid entspricht, stets mit der Streckung der Fossilien zusammenfallen müssen.

In einem dreiachsigen Deformationsellipsoid bilden dagegen, wie in Abb. 16b an einem Beispiel gezeigt wird, die langen Achsen aller Ellipsenschnitte mit der Kreuzlinie zwischen Schnitt und Hauptebene einen Winkel. Eine Ausnahme bilden nur diejenigen Schnitte, die durch die Achse b gelegt werden (Abb. 15c und 16a).

Dies bedeutet, daß in einem dreiachsigen Ellipsoid Kreuzlinie und Streckung der Fossilien im Regelfall einen Winkel miteinander bilden müssen. Nur wenn die Kreuzlinie horizontal, also in der Achse b, verläuft, d.h. wenn das Streichen von Schichtung und



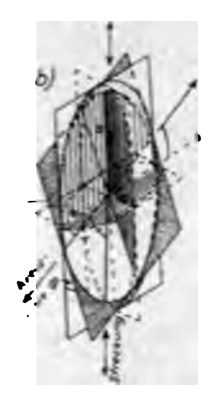


Abb. 16a. Hauptschnitt durch die b-Achse — Abb. 16b. Ein beliebiger Hauptschnitt

Die Kreuzlinie der Schnittellipse mit der Hauptebene (ab = Ebene der Schiefrigkeit) und die lange Achse der Schnittellipse (= Streckung der Fossilien)

fallen zusammen, wenn der Hauptschnitt parallel zur Achse b verläuft, die Kreuzlinie also horizontal liegt und damit die Schiefrigkeit und Schichtung gleiches Streichen haben.

bilden in allen Fällen einen Winkel, wenn der Hauptschnitt nicht parallel der Achse b verläuft, die Kreuzlinie also ein Einfallen hat und somit Schiefrigkeit und Schichtung verschiedenes Streichen haben.

Abb. 16a und b. Die Anordnung von Schnittellipsen und Streckung in einem dreiachsigen Deformationsellipsoid

Schiefrigkeit das gleiche ist, fallen auch beim dreiachsigen Ellipsoid Streckung und Kreuzlinie zusammen. Dieser Fall ist jedoch nur eine Ausnahme (ein „Grenzfall") und im Hauptteil des Schiefergebirges nur selten verwirklicht.

Da indessen, wie oben dargelegt, im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit die Kreuzlinie stets mit der Streckung der Fossilien zusammenfällt, kann das Deformationsellipsoid im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit kein dreiachsiges, sondern nur ein zweiachsiges, also ein Rotationsellipsoid, sein.

d) Schlußfolgerungen auf die Deformationsart bei der richtungslosen Schiefrigkeit aus ihren Beziehungen zur Plättung der Fossilien.

Im Rotationsellipsoid sind alle Hauptschnitte (= Schichtflächen), die in einem Winkel zur Hauptebene stehen, Ellipsen (also Schichtflächen mit Streckung der Fossilien). Nur der Schnitt in der Hauptebene (Zusammenfallen

der Schichtung und Schiefrigkeit) ist ein Kreis (= Schichtfläche mit richtungsloser Plättung der Fossilien).

Im dreiachsigen Ellipsoid kommen zwei kreisförmige Schnitte vor. Sie liegen in einem bestimmten, vom Deformationsgrad abhängigen Winkel zur Hauptebene und treten nur dann auf, wenn der Schnitt durch die Achse b geht, d. h. wenn die Kreuzlinie horizontal liegt und damit Schichtung und Schiefrigkeit gleiches Streichen haben. Da dieser Fall aber an so viele Voraussetzungen gebunden ist, daß er kaum jemals zur Beobachtung kommen wird, kann man sagen, daß in einem dreiachsigen Deformationsellipsoid Kreisschnitte, also Schichtflächen mit richtungslos geplätteten Fossilien, praktisch nicht auftreten können. Wenn beim dreiachsigen Ellipsoid Schichtung und Schiefrigkeit zusammenfallen (Abb. 18c und 19c), muß sogar ausgesprochene Streckung erkennbar sein.

Die Beobachtungen am Material haben nun aber ergeben, daß richtungslose Plättung im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit stets und ausschließlich auftritt, wenn Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen. Das Deformationsellipsoid kann in den fossilführenden Gesteinen des Rheinischen Gebirges, soweit sie richtungslos geschiefert sind, also auch aus diesem Grunde kein dreiachsiges, sondern nur ein Rotationsellipsoid sein.

e) Schlußfolgerungen auf die Deformationsart bei der richtungslosen Schiefrigkeit aus der Lage der Streckung im Raume.

Durch ein dreiachsiges Ellipsoid lassen sich, wenn die Kreuzlinie horizontal liegt und demnach Schiefrigkeit und Schichtung gleiches Streichen haben, längs der Achse b zwei kreisförmige Hauptschnitte legen, die mit der Hauptebene den Grenzkreuzwinkel φ_g bilden (Abb. 15 c). In allen Schnitten, die unter einem Winkel, der größer ist als φ_g, durch die Achse b gelegt werden, fällt die lange Achse der Schnittellipse mit der Achse b zusammen, die Streckung der Fossilien verläuft also horizontal (Abb. 16a). In allen Schnitten aber, die unter einem kleineren Winkel als φ_g durch die Achse b gelegt werden, fällt die lange Achse der Schnittellipse mit der Achse a zusammen, die Streckung der Fossilien verläuft also vertikal auf der Hauptebene (Abb. 16b). Das bedeutet, daß in diesem Falle die Fossilien senkrecht zur Kreuzlinie nach oben verzerrt sein müssen. Das Maximum dieser Hochstreckung wird erreicht, wenn $\varphi = 0$ wird, Schichtung und Schiefrigkeit also zusammenfallen. Nun stellt dieser nach Abb. 15 c und 16 a vorstellbare Fall eine Ausnahme dar. In der Regel wird die Kreuzlinie nicht horizontal liegen, weil Schiefrigkeit und Schichtung im Inneren des Schiefergebirges im Streichen gewöhnlich nicht übereinstimmen. In diesem Falle muß die Streckung nach Überschreiten des Grenzkreuzwinkels φ_g, also bei den kleinen φ-Werten, auf der Ebene der Schiefrigkeit nicht senkrecht, sondern schräg nach oben verlaufen, während bei den unterhalb des Grenzwinkels φ_g liegenden Winkeln, also den größeren φ-Werten, die Streckung statt horizontal ± flach seitlich einfallend gerichtet sein muß.

Tab. 1 gibt an, welche Größe der Grenzkreuzwinkel φ_g bei einer Reihe von verschiedenen Verkürzungsgraden und verschiedenen Verhältnissen von Hoch- und Seitenlängung haben würde. Diese Werte beziehen sich auf den Fall, daß die Kreuzlinie horizontal liegt.

Tabelle 1. Der Grenzkreuzwinkel φ_g in Abhängigkeit von der Verkürzung D_c u
Verhältnis zwischen Seiten- und Hochlängung, bezogen auf Deformation ohne Volume

		Verkürzung D_c auf Prozent der Urfo			
		90	80	70	60
Seitenlängung	= 1/4 der Hochlängung	37,4°	33,3°	29,7°	26,1°
	= 1/2 der Hochlängung	30,3°	27,4°	24,2°	21,5°
	= 3/4 der Hochlängung	20,9°	19,0°	17,0°	14,5°
	= Hochlängung	0°	0°	0°	0°

Aus der Tab. 1 ergibt sich beispielsweise, daß bei einer drei
Deformation, bei der die Hochlängung doppelt so groß ist wie die S
gung und der Deformationsgrad $D_c = 80\%$ beträgt, der Grenzkreuzw

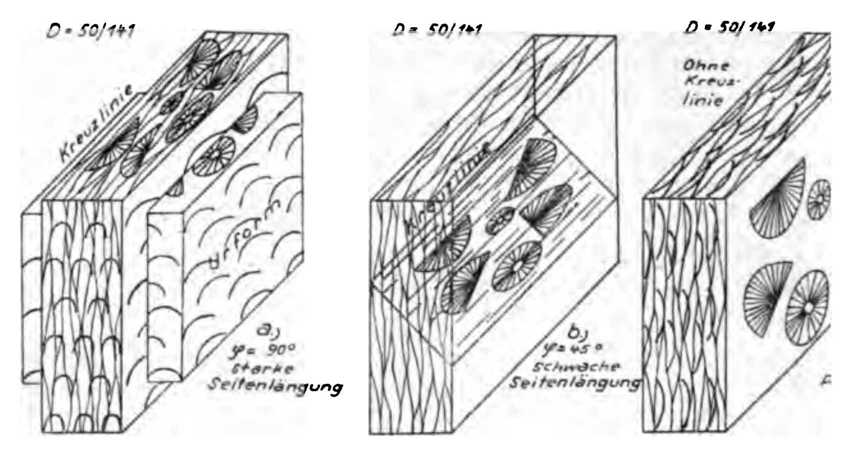
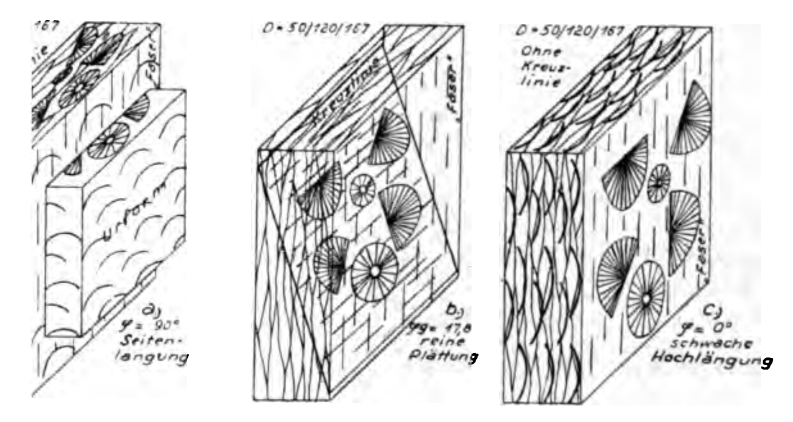


Abb. 17. Zweiachsiges Ellipsoid (Rotationsellipsoid). Richtungslose Schiefrigkeit, Seit
auf 141%. Der Regelfall: Die reine Plättung der Fossilien tritt bei Kreuzwink
ein, wenn Schichtung und Schieferung zusammenfallen.

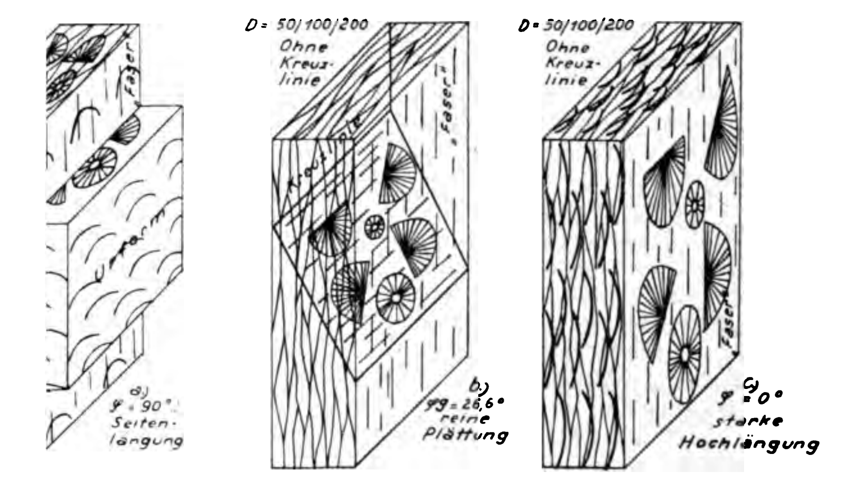
bei 33,3° liegt. Bei einem Kreuzwinkel zwischen 0 und 33,3° müßte i
Falle Hochstreckung, bei Kreuzwinkeln zwischen 33,3 und 90° Seitens
der Fossilien vorliegen. Das bedeutet, gleiche Verteilung der fossilfi
Lagen auf alle Kreuzwinkel vorausgesetzt, daß in diesem Falle 37
Fossilien, also mehr als ein Drittel, nach oben, die übrigen zwei Dri
der Seite gestreckt sein müßten.

Da nun aber Schichtung und Schieferung im Kerngebiet des Rh
Schiefergebirges nur selten gleiches Streichen haben, ist dieser Fall
Idealfall. Aber auch wenn, wie es die Regel ist, Schichtung und Schiefe
gleiches Streichen haben, die Kreuzlinie also nicht horizontal liegt,
Verhältnis der Schichtflächen mit Hochstreckung zu denen mit Seiten
ähnlich sein, mit dem Unterschied, daß dann die Streckung ± schräg
Die Darstellung dieser Verhältnisse ist im einzelnen schwierig und, da
tisch kaum vorkommen, durchaus unlohnend.

Aus diesen Darlegungen geht jedenfalls hervor, daß in Gebiet
achsiger Deformation ein bestimmter, sehr erheblicher Anteil der schic
breiteten Fossilien auf der Schichtfläche hochgestreckt sein muß. Dies
wächst mit der Steigerung der Hochlängung gegenüber der Seitenläng



hsiges Ellipsoid mit Seitenlängung auf 120% und Hochlängung auf 167%. frigkeit: Ausnahmefall. Die reine Plättung der Fossilien tritt nur bei einem Kreuzwinkel φ von 17,8° auf.



ısiges Ellipsoid mit reiner Hochlängung auf 200% ohne Seitenlängung. Ein tischer Fall, der wahrscheinlich nirgendwo verwirklicht ist. Die reine Plättung tritt nur bei einem Kreuzwinkel φ von 26,6° auf.

:e Lage der Schichtfläche ohne erkennbare Streckung, d. h. mit reiner Plätten, in einem zweiachsigen und zwei dreiachsigen Ellipsoiden bei einer Querverkürzung auf 50% (Deformation ohne Volumenverlust).

lies statt Seitenlängung: Seitenstreckung, statt Hochlängung: Hochstreckung)

bachtungen im Gelände sowie an dem Material der Sammlungen rkennen, daß es im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit eine g der Fossilien, außer wenn die Kreuzlinie nach oben verläuft, cht gibt. Deshalb kann das Deformationsellipsoid :h der richtungslosen Schiefrigkeit kein drei- sondern nur ein Rotationsellipsoid sein.

Die Abb. 17—19 sollen die Beziehungen zwischen Hochstreckung und Seitenstreckung schichtig eingelagerter Fossilien bei zwei- und dreiachsiger Deformation veranschaulichen. Die Verbreitung der Streckung innerhalb des Bereiches der richtungslosen Schiefrigkeit, der weitaus die meisten Fossilfundpunkte des Schiefergebirges angehören, entspricht stets dem Fall der Abb. 17. Die Darstellung der Abb. 18 gilt für die gerichtete Schieferung mit deutlich erkennbarer „Faser", wie sie z. B. im Mitteldevongebiet des östlichen Sauerlandes vorgefunden wurde. Der Fall der Abb. 19 entspricht der bislang geltenden rein theoretischen Deutung der Gesteinsdeformation als ein Vorgang ohne Seitenlängung, die nach den Beobachtungen des Verfassers indessen für das Rheinische Schiefergebirge nicht zutrifft.

e) Die Art der Deformation im Bereich der gerichteten Schiefrigkeit.

Reichlich Fossilien führende Gesteine mit gerichteter Schiefrigkeit sind bislang nur aus dem östlichen Sauerland bekannt. In den vorwiegend milden Tonschiefern dieses Gebietes sind Brachiopoden zwar häufig, aber selten schichtig geordnet. Dies erschwert die Beurteilung der Art der Deformation. Andererseits ist die tektonische Verformung im Ausmaß derart stark, daß ihre Art auch aus den Deformationen der einzelnen im Gestein regellos verteilten Brachiopoden eindeutig erkannt werden kann.

Alle Brachiopoden zeigen neben einer ausgesprochenen Plättung quer zur Ebene der Schiefrigkeit eine nicht weniger deutliche Hochstreckung auf den Schieferflächen in Richtung der „Faser" des Schiefers. Vergleicht man Plättung und Hochstreckung im Ausmaß, so gelangt man zu der Erkenntnis, daß außer der Hochlängung auch eine Seitenlängung des Gesteins stattgefunden haben muß. Hier liegt also der bereits oben ausführlich beschriebene Fall einer dreiachsigen Deformation in voller Eindeutigkeit vor.

Ein Vergleich von deformierten Fossilien aus diesem Gebiet mit solchen aus den Bereichen der richtungslosen Schiefrigkeit, bei denen Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen oder einen spitzen Winkel miteinander bilden, läßt diesen grundlegenden Unterschied zwischen den beiden Verformungsarten ohne weiteres erkennen.

Aus dem mitteldevonischen Massenkalk von Warstein im Sauerland hat G. Richter-Bernburg (1952) starke dreiachsige Verformungen von *Stringocephalus burtini* beschrieben.

f) Zusammenfassung der Ergebnisse über die Art der Gesteinsdeformation und ihre Beziehungen zur Art der Schiefrigkeit.

Aus der Art der Deformation der Fossilien läßt sich folgendes schließen:

1. In den (weit überwiegenden) Bereichen der richtungslosen Schiefrigkeit des Rheinischen Gebirges ist das die Fossilien einschließende Gestein so verformt worden wie eine Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse, dessen kurze Achse senkrecht zur Schiefrigkeit steht. Der Verkürzung entspricht also eine Seiten- und Hochlängung jeweils gleichen Ausmaßes in der Ebene der Schiefrigkeit.
2. In den (räumlich untergeordneten) Bereichen der ge-

richteten Schiefrigkeit des Rheinischen Gebirges ist das die Fossilien einschließende Gestein so verformt worden wie eine Kugel zu einem dreiachsigen Ellipsoid, dessen Hauptebene der Schiefrigkeit entspricht, dessen kurze Achse senkrecht zur Schiefrigkeit steht, und dessen längste Achse in der Richtung der Faser etwa senkrecht zum Streichen nach oben verläuft. Der Verkürzung entspricht also eine Seitenlängung sowie eine diese im Ausmaß ± stark übersteigende Hochlängung in der Ebene der Schiefrigkeit.

Die richtungslose Schiefrigkeit mit ihrem zweiachsigen Gefüge entspricht einer zweiachsigen Gesteinsdeformation (Kugel- zu Rotationsellipsoid mit kurzer Achse). Die gerichtete Schiefrigkeit mit ihrem dreiachsigen Gefüge entspricht dagegen einer dreiachsigen Gesteinsdeformation.

Der Volumenverlust der tonigen Gesteine im Verlaufe der Gesteinsdeformation

Wie oben begründet, ist mit der Deformation der tonigen Gesteine regel-
ig ein Volumenverlust verbunden gewesen, der in der Hauptsache in Ge-
: des Abganges einer entsprechenden Menge von Wasser in Erscheinung ge-
n ist. Bei geringen Deformationsbeträgen kann die Verformung allein in
n von Volumenschwund vor sich gehen; dies dürfte jedoch nur untergeord-
der Fall gewesen sein. In den meisten Fällen wird der Verkürzung quer
Schiefrigkeit eine Auslängung mit einem nur geringen Volumenschwund
nüberstehen. Da der in der Form von Volumenschwund vor sich gegangene
eil der Deformation tektonisch nur teilweise wirksam ist — der Verkürzung
t keine entsprechende Auslängung gegenüber —, muß bei den Berech-
gen des Ausmaßes der Deformation aus der Verformung der Fossilien diese
knüpfung von zweierlei Auswirkungsarten des tangentialen Gebirgsdruckes
s berücksichtigt werden. Eine rechnerische Bestimmung des Volumenverlustes
Hilfe der Fossilien liegt theoretisch nicht außerhalb der Möglichkeit, ist
r, wenn überhaupt, praktisch zur Zeit noch nicht ausführbar.

Immerhin bestehen Möglichkeiten, wenigstens zu Vorstellungen über die
ßenordnung des Volumenverlustes beim Prozeß der Gesteinsverformung zu
ngen.

Im Bereich des Schiefergebirges sind die Kalksteine auch in denjenigen
ieten vollkommen dicht und frei von Porenraum, in denen die Schieferung
nicht oder nur schwach ausgebildet ist. Es besteht aller Anlaß dazu, anzu-
men, daß dieser Zustand schon vor dem Einsetzen des Deformationsprozesses
tanden hat, daß also Kalkstein bei der Deformation keinen Volumenverlust
tten hat. Über die tonfreien Sandgesteine, insbesondere die Quarzite
d Quarzitgrauwacken läßt sich ähnliches aussagen. Sie sind zwar
t porenfrei wie der Kalkstein, doch ist ihr Porenraum auch in Gebieten
nger Ausbildung der Schiefrigkeit minimal. Wenn während des Deforma-
sprozesses hier ein Volumenverlust eingetreten ist, muß er so klein gewesen
, daß man ihn bei den Berechnungen vernachlässigen kann.

Von den tonigen Gesteinen weiß man dagegen allgemein, daß ihr Wasser-
lt geringer ist, wenn sie geschiefert sind, und höher, wenn sie keinerlei

Schiefrigkeit aufweisen. Da der Wassergehalt der Tongesteine in erster Linie an den Tongehalt gebunden ist, wird er in tonreicheren Tongesteinen relativ größer, in sandreichen Tongesteinen aber relativ geringer sein.

Der Verfasser hat (1930, S. 384) je fünf Proben sandarmer geschieferter Tonschiefer und nicht geschieferter sandarmer Tonsteine (Schiefertone) aus dem rheinischen Devon auf ihr Porenvolumen untersucht. Die geschieferten Proben ergaben im Durchschnitt ein Porenvolumen von 1,67%, die ungeschieferten von 5,90%. Die Differenz beträgt also 4,23, d. h. rund 4%. Daß diese Differenz im wesentlichen durch Abgang von Wasser während des Schieferungsprozesses hervorgerufen ist, dürfte einleuchten.

Es sind dann weiter (Breddin 1930, S. 388) die gleichen 10 Proben auf ihre Gesamtwasseraufnahmefähigkeit untersucht worden. Dabei ergab sich für die geschieferten Proben eine Wasseraufnahme von im Durchschnitt 1,9%, für die ungeschieferten von 14,3%. Während die Wasseraufnahme bei den geschieferten Tonschiefern kaum höher war als das festgestellte Porenvolumen, ist sie bei den ungeschieferten Schiefertonen mehr als 3mal so hoch als das Porenvolumen und mehr als 7mal höher als die Wasseraufnahme der geschieferten Tonschiefer. Es handelt sich hier um eine Wasseraufnahme, die über den Inhalt des Porenvolumens weit hinausgeht und nur durch Quellung unter Raumgewinn erklärt werden kann.

Wie groß der Wassergehalt der Tongesteine zu der Zeit gewesen ist, als der Schieferungsprozeß einsetzte, ist schwer zu sagen. Daß er der heutigen Quellfähigkeit der Tongesteine entspricht, ist unwahrscheinlich, da das Material damals unter hohem Auflagerungsdruck stand, daß er aber lediglich dem heutigen Porenvolumen der Gesteine gleich gewesen sein sollte, ist schwer zu erweisen. Immerhin können beide Differenzwerte, 4% auf der einen, 14,3—1,7 = 12,6% auf der anderen Seite, etwa als die untere und obere Grenze des Wasserverlustes angesehen werden, der in den untersuchten Tongesteinen während des Schieferungsvorganges eingetreten ist.

Diese Werte gelten für Tonschiefer, die der Beschaffenheit eines normalen Dachschiefers entsprechen, also für eine tonreiche, aber keineswegs die tonreichste Gruppe der Tonschiefer. Bei den sandreichen Schiefern müssen die Werte für den anzunehmenden Wasser-, d. h. Volumenverlust, entsprechend geringer sein. Zu ihrer Abschätzung fehlen bisher analytische Untersuchungen.

Auch die Beobachtungen an verformten Fossilien — so ist z. B. in dicht beieinanderliegenden tonigen und sandigen Gesteinen der Deformationsbetrag meist etwas verschieden und in den tonreichen Gesteinen in der Regel größer — deuten auf einen solchen Volumenverlust hin. Es liegt indessen noch nicht genügend Material für eine rechnerische Auswertung vor. Es gibt auch weitere Möglichkeiten, um zu einer genaueren Abschätzung des Volumenverlustes bei der Deformation zu kommen; sie konnten aber bislang noch nicht ausgewertet werden.

Da auf eine Berücksichtigung des Volumenverlustes indessen keinesfalls verzichtet werden kann, insbesondere für die kleineren Deformationsgrade, sind zunächst feste Werte für den Volumenverlust angenommen und in die Berechnungen eingesetzt worden, und zwar:

in Sand-, Grauwacken- und Kalksteinen	0%
in sandigen Tonschiefern (unter 1/3 Tongehalt)	5%
in schwach sandigen und mageren Tonschiefern (1/3 bis 2/3 Tongehalt)	10%
in fetten Tonschiefern (über 2/3 Tongehalt)	15%

der Gesamtdeformation.

Von der Intensität der Schiefrigkeit ist die Größe des Volumenverlustes ›hl nicht so sehr abhängig, da anzunehmen ist, daß er in der Hauptsache reits in der Anfangsphase des Deformationsprozesses eingetreten ist. Wenn : Querverkürzung bei der Deformation innerhalb der betreffenden :steinsart unter den hier angeführten Werten für die ein- lnen Tonschieferarten bleibt, wird sie daher in der Regel .ein auf Volumenverlust zurückzuführen sein. Eine Sei- n- und Hochlängung braucht dann nicht angenommen zu rden. Dieser Gesichtspunkt ist zur Beurteilung der Gesteinsdeformation in hen Gebieten von Bedeutung, in denen es, wie in den Steinkohlenrevieren, Ausbildung einer Schiefrigkeit nicht gekommen ist.

Im allgemeinen ist freilich eine Erklärung der Gesteinsdeformation durch ıen Volumenverlust ohne Auslängung nicht möglich, da hierzu bei starken formationen Volumenverluste in Höhe bis zu 65% angenommen werden ßten. Da ferner die Herausbildung der Schiefrigkeit ohne echte Teilbewegun- ı innerhalb der Gesteine, also ohne echte, mit Auslängung verbundene Defor- tion nicht erklärt werden kann, kommt die Annahme einer Verformung :er reiner Volumenänderung nur für die Bereiche in Frage, in denen Schiefrig- t nicht nachweisbar ist.

Daß eine Auslängung senkrecht zur Ebene der Schiefrigkeit stets statt- unden hat, ist überdies durch mannigfaltige Erscheinungen, die mit der Ver- mung der Fossilien nichts zu tun haben, insbesondere durch das Auftreten ı Mineralklüften in Sandstein- und Kalksteinbänken, die geschieferten Ton- steinen eingelagert sind, leicht erweisbar (Breddin 1930, 1931 a).

10. Allgemeines zur Berechnung des Ausmaßes der Fossildeformation

Im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit ist, wie dargelegt, ein ehemals gelförmiges Teilstück des Gesteins zu einem Rotationsellipsoid verformt wor- n, dessen Hauptebene mit der Schiefrigkeit zusammenfällt. Da der größte il des Schiefergebirges und die überwiegende Zahl aller bekannten Fossil- ıdpunkte in dieser einfachen und mathematisch leicht übersehbaren Weise formiert ist, sind die Voraussetzungen sowohl für eine Berechnung des Aus- ıßes der Deformation wie auch für die Entzerrung der Fossilien im weiten nfange gegeben.

Ein großer Teil der Fossilien kommt flach auf Schichtflächen ausgebreitet r. Diese Anordnung bietet die besten Vorbedingungen für die Ausführung n Berechnungen. Jede Schichtfläche kann als ein Schnitt durch das Defor- ıtionsellipsoid angesehen werden. Das wirkt sich so aus, daß ein kreis- rmiges, parallel zur Schichtfläche liegendes Fossil, etwa ı Crinoidenstielglied, stets zu einer Ellipse deformiert ist und nur dann die eisform beibehalten hat, wenn Schichtfläche und Schiefrigkeit zusammenfallen.

Für die Berechnungen (vgl. die Definition auf S. 257) wird die verkürzte hse des ehemals kreisförmigen Fossils auf der Schichtfläche mit c_0, die aus- ängte Achse mit a_0 bezeichnet (vgl. Abb. 21). Beide Achsen sind am Objekt ßbar. Das Verhältnis der kurzen Achse zur langen wird mit V_p bezeichnet, ist also $c_0 : a_0$. Wenn man am Stück c_0 mit 6 mm und a_0 mit 8 mm mißt, ın ist $V_p = \frac{6}{8} = 0{,}75$. Dieser Wert V_p kennzeichnet das Maß der Defor-

mationsellipse auf der Schichtfläche und ist damit die Basis aller weitere Berechnungen.

Abb. 6 auf Tafel II stellt Abdrücke zu Ellipsen deformierter Crinoide stielglieder dar.

Wäre man ausschließlich auf kreisförmige Fossilien angewiesen, so wä eine Bestimmung des Ausmaßes der Gesteinsdeformation freilich nur selt möglich.

Es lassen sich nun aber alle nichtkreisförmigen Fossilien, allem Zweischaler, Brachiopoden und Trilobiten, ebenfalls für die Berechnu des Verformungsellipsoides auf der Schichtfläche V_p verwenden. Anstel einer ursprünglichen Kreisform kann man nämlich au zwei Exemplare eines nichtkreisförmigen Fossils einsetz von denen das eine mit seiner Längsachse in der Streckrichtung, das and im rechten Winkel zu dieser steht (vgl. Abb. 28). Die zu messenden Exempl müssen nicht unbedingt auf der gleichen Schichtplatte liegen, wohl aber Schichtplatten, in denen der Kreuzwinkel mit der Schieferung der gleiche oder, falls dies nicht feststellbar, die Lagerung im Raume die gleiche ist.

Selbst wenn man Exemplare aussucht, die annähernd gleiche Fläch größen haben, so kann man zwar voraussetzen, daß das Verhältnis von Län zu Breite in den Urformen das gleiche war, wird aber in der Regel mit absc gleichen Ausmaßen der einzelnen Exemplare in der Urform nicht rechnen k nen. Im Unterschied zu den kreisförmigen Fossilien könn allen Berechnungen aus nichtkreisförmigen Vorzeichnu gen also im Regelfalle nur die Verhältniswerte von Län zu Breite zugrunde gelegt werden, niemals aber die geme senen Längenwerte selbst.

Die beiden winkelrecht zur Streckung liegenden Formen der Fossilien s (wie unten begründet) nichts anderes als zwei tektonische Variationen, die l als die lange und die kurze tektonische Variation bezeich werden[10]).

Wenn die Urform eines Fossils bekannt ist, ist die Bestimmung Deformation erleichtert. In Gebieten tektonischer Deformation sind jedoch alle Fossilien deformiert, so daß es dort nur selten echte Urformen gibt. Kalkknollen, Toneisengeoden und massigen Kalksteinen sind jedoch gelegentl Fossilien zu finden, die von der tektonischen Deformation verschont geblie sind, vielfach auch von der diagenetischen Deformation nicht betroffen wur und daher ihre Urform unverändert beibehalten haben. Die meisten mit Ka schalen erhaltenen Fossilien, die zunächst nicht deformiert erscheinen, wie bekannten Brachiopoden aus dem Mitteldevon der Eifel, lassen jedoch, we man sich einmal daran gewöhnt hat, darauf zu achten, fast immer tektonis Deformationen wenigstens kleinen Ausmaßes erkennen, können also nicht ol weiteres als Urformen angenommen werden. Wohl kann man die Urforn aus Gegenden verwenden, die außerhalb der gefalteten und geschiefer Orogenbereiche liegen.

Wo Schieferung und Schichtung zusammenfallen, sind die Fossilien zw ± stark geplättet, aber das Verhältnis von Länge zu Breite ist unverändert blieben, so daß man auch solche Formen als Urformen zur Bestimmung Deformation an anderen Fundpunkten verwenden kann.

[10]) Im Prinzip von PHILLIPS (1843) an Trilobiten zuerst erkannt und 1875 von D an solchen bestätigt, 1929 von FANCK ausführlich von tertiären Zweischalern beschrieben.

Wie unten dargelegt, bereitet im übrigen die Ermittlung der Urform der Brachiopoden und Zweischaler aus den deformierten Stücken, wenigstens soweit das Verhältnis von Länge und Breite auf der Schichtfläche in Frage kommt, keine größeren Schwierigkeiten. Man wird also sehr bald die Urformen aller häufigen Fossilien im Rheinischen Devon und Karbon ermittelt haben und kann mit Hilfe dieser Urformen dann im Einzelfalle die Deformation mit weniger Fehlerquellen bestimmen als mit reinen Längen- und Winkelmessungen an den deformierten Formen selbst.

Zur Bestimmung der Deformation durch Längenmessungen und Vergleich mit der Urform eignen sich vor allem Brachiopoden, weil man bei ihnen die winkelrecht-verformten Exemplare, bei denen die Area mit einer der Achsen des Deformationsellipsoids zusammenfällt, an dem unveränderten rechten Winkel zwischen Medianlinie und Area leicht erkennen und von den schief deformierten Exemplaren, an denen sich die Deformation auf diese Weise schlecht bestimmen läßt, gut unterscheiden kann.

Ganz allgemein ist man daran gewöhnt, in einem Rechteck oder einer Ellipse die längere Seite bzw. den längeren Durchmesser als „Länge" und die kleinere Seite bzw. den kleineren Durchmesser als „Breite" zu bezeichnen. Bei der Beschäftigung mit verformten Fossilien stößt man nun auf die Schwierigkeit, daß in der Paläontologie bei den Brachiopoden durchweg der längere Durchmesser als Breite und der kleinere Durchmesser als Länge bezeichnet wird. Da die Formeln für die tektonische Deformation sich aber auf alle Arten von Fossilien beziehen sollen, mußte in dieser Arbeit die Bezeichnung für Länge und Breite ohne Rücksicht auf den biologischen Sprachgebrauch gewählt werden. Da aber gerade bei der Bestimmung der tektonischen Deformation der wichtigsten Tierordnung, der Brachiopoden, in diesem Falle mit „Länge" und „Breite" genau das entgegengesetzte gemeint ist, würde leicht Verwirrung entstehen, wenn die gleichen Begriffe nebeneinander verwendet würden. Der längere Durchmesser der Urform wurde daher hier als Langachse, Längsdurchmesser oder Langseite (L) bezeichnet. Er entspricht der „Breite" der Urform bei Brachiopoden. Der kürzere Durchmesser wurde hier als Kurzseite oder Querdurchmesser (K) bezeichnet. Er entspricht der „Länge" der Urform bei den Brachiopoden (vgl. Abb. 20).

Wie aus Abb. 3b, 5—7, 17 und besonders 21 hervorgeht, entstehen bei der tektonischen Deformation von Fossilien mit ungleichem Längs- und Querdurchmesser, die winkelrecht zur Streckung (= Kreuzlinie) angeordnet sind, jeweils zwei winkelrechte tektonische Variationen. Sie sind bei den Brachiopoden, bei denen die Breite durchweg größer ist als die Länge, als die „breite" und die „schmale" tektonische Variation oder kurz auch „Form" bezeichnet werden, bei Zweischalern und anderen Tierordnungen als die „lange" und die „kurze" tektonische Variation bzw. Form.

Die Bilder 7 und 12 auf Taf. 2 zeigen je eine breite Form, die Bilder 8 und 13 je eine schmale tektonische Variation zweier Brachiopoden, während Bild 10 eine lange, Bild 11 eine kurze tektonische Variation eines Zweischalers wiedergibt.

Die schmalen und breiten tektonischen Variationen der Brachiopoden und die langen und kurzen der übrigen Tierordnungen spielen nicht nur für die Berechnung der tektonischen Deformation eine Rolle, sondern sind auch paläontologisch insofern bemerkenswert, als hier zwei scharf charakterisierte Variationen von Fossilien zur Ausbildung gekommen sind, die nicht biologisch bedingt sind. Bei der Beschreibung der Arten

müssen die biologischen und tektonischen Variationen der Fossilien voneinander getrennt werden.

Die Schnittellipse auf der Schichtfläche V_p läßt sich nicht nur aus Längenmessungen, sondern auch aus W i n k e l m e s s u n g e n ermitteln. Wenn ein Kreis, in den man eine Anzahl von Radien eingetragen hat, zu einer Ellipse verformt wird, so ändern sich alle Winkel zwischen den Radien. Lediglich der Winkel zwischen den beiden Achsen der Deformationsellipse a und c bleibt unverändert ein rechter. Die Veränderung der Winkel erfolgt in einem Verhältnis, das dem Verhältnis c : a in der Ellipse entspricht. Man kann aus den deformierten Winkeln also ebenso auf das Verhältnis c : a, das Verhältnis der kurzen Achse zur langen Achse der Ellipse schließen, wie aus Längenmessungen.

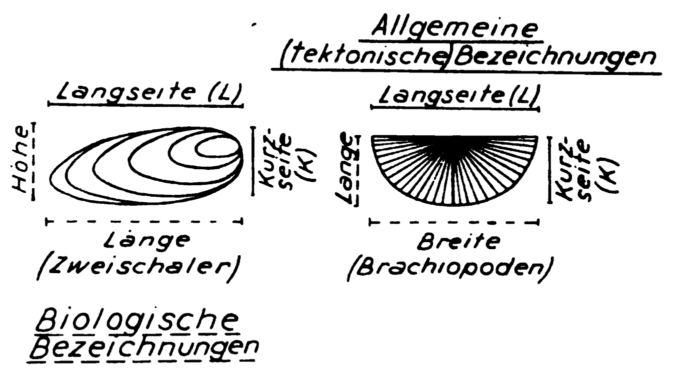


Abb. 20. Allgemeine (tektonische) und biologische Bezeichnungen für Länge und Breite von Fossilien.

Ebenso wie die Radien eines Kreises werden auch alle an Fossilien vorhandenen Winkel durch die Deformation in mathematisch-gesetzmäßiger Weise verändert. Ein Beispiel dafür gibt Abb. 21. Im unteren Teil ist ein Brachiopode auf einer Schichtfläche dargestellt, der unter verschiedenen Winkeln auf einer Schichtfläche angeordnet ist. Der obere Teil der Zeichnung stellt den gleichen Brachiopoden stark deformiert dar (Verkürzung auf 50%, Auslängung um 41%). Man erkennt, daß alle rechten Winkel, die in der Streckrichtung angeordnet sind, auch nach der Verformung rechte Winkel geblieben sind. Neben einer winkelrechten-breiten und einer winkelrechten-schmalen tektonischen Deformation entsteht eine Reihe schiefer Formen verschiedener Art, unter denen man breit-schiefe, schiefe und schmal-schiefe unterscheiden kann, aber auch rechts-schiefe und links-schiefe, was bei Zweischalern gelegentlich von Bedeutung werden kann [11]).

Die Größe des verformten rechten Winkels zwischen Area und Medianseptum der Brachiopoden sowie aller anderen, z. B. bei manchen Zweischalern und allen Trilobiten ausgebildeten verformten rechten Winkel (hier als Winkel ω bezeichnet) wird, wie Abb. 21 erkennen läßt, von zwei Faktoren bestimmt,

1. dem Ausmaß der Deformation, ausgedrückt durch das Verhältnis c : a = V der Schnittellipse auf der Schnittfläche,
2. der ursprünglichen Anordnung des Fossils auf der Schnittfläche zur Richtung der tektonischen „Streckung".

[11]) Eine ähnliche Darstellung der Fossildeformation wie Abb. 21, bezogen auf tertiär Zweischaler, freilich ohne Einzel- und Zahlenangaben, brachte bereits FANCK (1929, S. 23

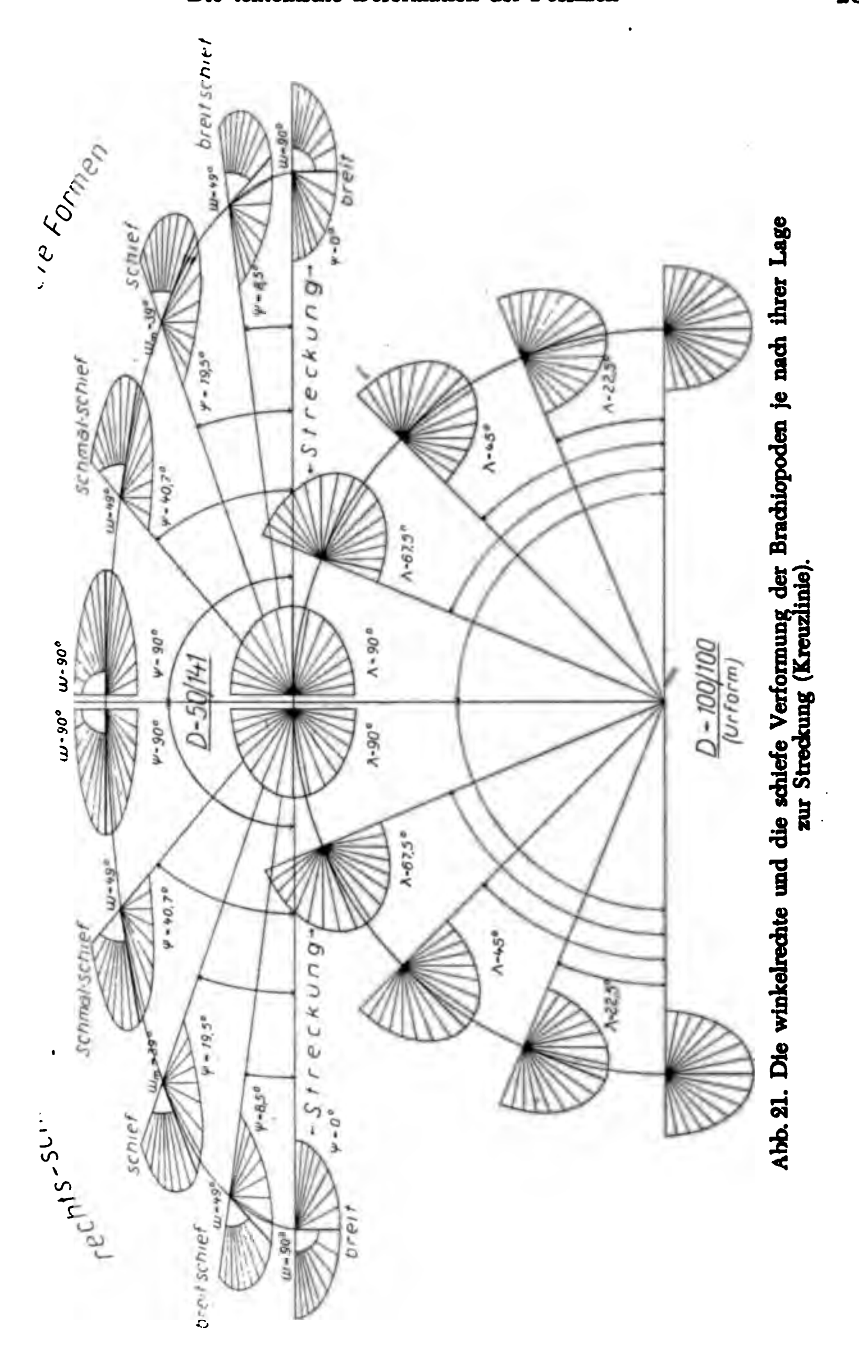


Abb. 21. Die winkelrechte und die schiefe Verformung der Brachiopoden je nach ihrer Lage zur Streckung (Kreuzlinie).

Abb. 21 erkennen läßt, nimmt der Winkel ω zwischen der langen und
·n Achse der Ellipse zunächst ab, erreicht einen bestimmten Minimal-
nimmt dann wieder zu, um bei der Achse c der Ellipse wieder 90°
ıen. Der kleinste Winkel ω (Winkel ω_m) entspricht stets genau dem

Winkel $\lambda = 45°$, den die Area zur späteren Streckrichtung im nicht deformierten Gestein eingenommen hat. Aus dem Winkel ω sowie dem Winkel ψ zwischen Area und Streckrichtung läßt sich das Verhältnis zwischen der kurzen und der langen Achse der Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid längs der Schichtfläche, also der Wert V_p, errechnen. Die mathematische Ableitung ist unten gegeben.

Der kleinste Winkel ω (ω_m) ist für jeden V_p-Wert konstant. Man kann ihn an Fossilien, die eine deformierte Schichtfläche bedecken, leicht wenigstens annähernd ermitteln und damit V_p ohne weitere Rechenoperationen bestimmen. Diese Methode der Berechnung von V_p aus dem kleinsten Winkel ω (ω_m) ist die einfachste aller Berechnungsarten. Bild 9 auf Taf. 2 zeigt einen schief verformten Brachiopoden mit einem Winkel ω von 50°.

Die hier behandelten Winkelbeziehungen gelten, wie Abb. 21, sowie eine große Anzahl weiterer Abbildungen dieser Arbeit erkennen lassen, auch für die radialen Skulpturen aller Fossilschalen. In der Nähe der Streckachse sind die Radien dicht gedrängt, in der Nähe der senkrecht zu ihr stehenden Kurzachse dagegen auseinandergezogen.

Insgesamt sind im folgenden sechs verschiedene Berechnungsmethoden der Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid längs einer Schichtfläche mathematisch abgeleitet und durch Formeln begründet. Mit diesen Methoden läßt sich auch bei ungünstigen Verhältnissen immer noch wenigstens ein Mindestwert der Deformation ermitteln.

Mit den bisher behandelten Berechnungsarten erhalten wir das Verhältnis $V_p = c_p : a_p$, d. i. das Verhältnis der kurzen zur langen Achse auf der Schnittfläche, also den Ausdruck für jene Ellipse, zu der alle kreisförmigen auf der Schichtfläche ausgebreiteten Fossilien deformiert sind und die man aus Messungen an diesen berechnen kann.

Das zweiachsige Deformationsellipsoid, dessen Ausmaß wir ermitteln wollen, wird aber in seiner Größe bestimmt durch das Verhältnis $V = c : a$, also von dem Verhältnis seiner kurzen zu seiner langen Achse, wobei die lange Achse in der Ebene der Schiefrigkeit liegt, die kurze Achse stets senkrecht zu ihr steht. Die Schichtflächen, auf denen man die Schnittellipse V_p ermitteln kann, können die Schiefrigkeit unter allen Kreuzwinkeln zwischen 0 und 90° schneiden. Um den Wert $V = c : a$ zu erhalten, müssen also alle V_p-Werte ($c_p : a_p$) auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ umgerechnet werden, der in der Achse c des Deformationsellipsoidses liegt. Die mathematische Ableitung für diese Umrechnung und die sich aus ihr ergebende Formel folgen weiter unten.

Bei $\varphi = 0°$, wenn Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen (Bild 3 und 5 auf Taf. 2), erscheinen die Fossilien nur plattgedrückt, aber sonst nicht deformiert. Hier hat lediglich eine Vergrößerung des Fossils gegenüber der Urform stattgefunden, die praktisch nur in ganz besonderen Fällen zur Berechnung der Deformation Verwendung finden kann. Bei kleinem Kreuzwinkel φ dagegen erscheinen die Fossilien wenig, bei größerem stark deformiert, bis bei $\varphi = 90°$ das Maximum der Deformation auf der Schichtfläche in der Achse c des Deformationsellipsoides erreicht wird, deren Bestimmung das Ziel der Umrechnung ist.

Wie oben dargelegt, ist bei der Berechnung der Volumenverlust zu berücksichtigen, der bei der Verformung der ehemals tonhaltigen Gesteine eingetreten ist, und der, wie oben begründet, in der Spanne zwischen 0 bis 15% liegen wird. Dies geschieht durch die Einführung eines Faktors f; f = 0,95 bedeutet 5%, f = 0,90 10%, f = 0,85% 15% Volumenverlust. Wenn man, wi

eiter unten im mathematischen Teil dargelegt, die Volumenverluste mittels es Faktors f in die Berechnungen einsetzt, so ergibt sich die Verkürzung als rößer, die Auslängung als geringer gegenüber den Werten für die Deformation hne Volumenverlust.

In den weiteren Kapiteln folgen die Formeln für alle hier erwähnten Bechnungsarten samt ihrer mathematischen Ableitung. Derjenige, dem die Behäftigung mit der Mathematik nicht zusagt, kann diesen Teil der Arbeit ruhig berschlagen und sich damit begnügen, die Richtigkeit der Formeln auf geoetrischem Wege nachzuprüfen, wozu einige kleine Zeichnungen auf Millieterpapier ausreichen.

Die Berechnungsformeln sind zum größten Teil sehr einfach und daher icht zu handhaben. Wenn man V_p errechnet hat, kann man die Deformationserte für alle Kreuzwinkel und alle Werte für den jeweils angenommenen olumverlust entweder aus den Zahlentabellen 7 und 8 auf S. 286 und 287 oder ıs der graphischen Darstellung auf Taf. 4 ablesen. Die Berechnung der Deforıation ist mit diesen Hilfsmitteln derart vereinfacht, daß auch jeder Ungeübte e ohne Mühe vornehmen kann.

Die Einfachheit der Formeln darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, aß ihre Auffindung und Ableitung sehr viel Mühe gekostet hat.

11. Übersicht über die bei den Berechnungen verwandten Symbole

Für die Berechnungen aus Längenmessungen sind folgende Symbole beıutzt worden:

1. für Messungen auf der Schichtfläche:

a) allgemein (vgl. Abb. 26 a):

c_p die verkürzte kurze Achse der Deformationsellipse (Schnittellipse) auf der Schichtfläche,

a_p die ausgelängte oder unveränderte Achse der Deformationsellipse (Schnittellipse) auf der Schichtfläche,

V_p $= c_p : a_p$, das Verhältnis der kurzen zur langen Achse der Deformationsellipse auf der Schichtfläche als Ausdruck für die Deformationsellipse (Schnittellipse);

b) für kreisförmige Fossilien:

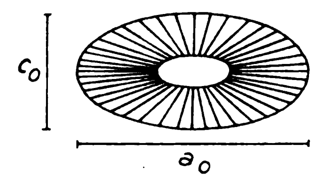


Abb. 22. Die Deformationsellipse V_p bei kreisförmigen Fossilien ($V_p = c_0 : a_0$)

c_0 die tektonisch verkürzte Achse
a_0 die tektonisch ausgelängte oder unveränderte Achse
} der ehemals kreisförmigen Fossilien auf der Schichtfläche

$V_p = c_0 : a_0$ das Verhältnis der beiden Achsen als Ausdruck für die Schnittellipse.

c) für rechtwinklig zur Streckung angeordnete, nicht kreisförmige Fo

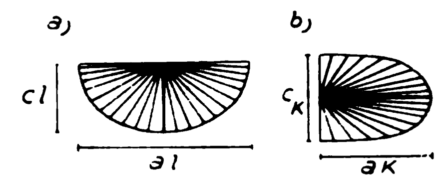


Abb. 23. Bezeichnungen der Achsen bei winkelrecht-langen und winkelrecht-kurz tektonischen Variationen von Fossilien.

a_l	die tektonisch ausgelängte (oder nicht veränderte) Langad winkelrecht-langen Fossilien,
c_l	die tektonisch verkürzte Kurzachse (Querdurchmesser bzw seite) der winkelrecht-langen Fossilien,
a_k	die tektonisch ausgelängte (oder nicht veränderte) Kurzad winkelrecht-kurzen Fossilien,
c_k	die tektonisch verkürzte Langachse (Querdurchmesser bzw. seite) der winkelrecht-kurzen Fossilien,
V_l	$= c_l : a_l$ das Verhältnis der tektonisch verkürzten Kurzad tektonisch ausgelängten Langachse bei winkelrecht-langen F (tektonisch langen Variationen = breiten bei Brachiopoden
V_k	$= c_k : a_k$ das Verhältnis der tektonisch verkürzten Langad tektonisch ausgelängten Kurzachse bei winkelrecht-kurzen F (kurzen tektonischen Variationen = schmalen bei Brachiopoc

d) für Urformen:

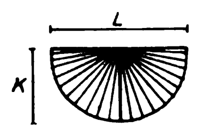


Abb. 24. Langseite und Kurzseite bei der Urform nichtkreisförmiger Fossilien.

L	Die Länge der Langachse (= Längsdurchmesser bzw. La der Urform (= Breite der Brachiopoden).
K	Die Länge der Kurzachse (= Querdurchmesser bzw. Schm der Urform (= Länge der Brachiopoden).
V_U	$= L : K$ Das Verhältnis von Kurzachse und Langachse bei form (= Länge zu Breite bei den meisten Brachiopoden).

2. Zur Bezeichnung der Deformationen:

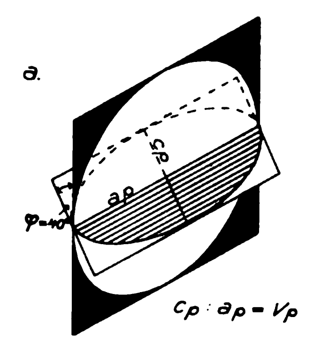
c	Die verkürzte Achse des Deformations- (Rotations-) Ellipsoic entspricht der Achse c_p der Schnittellipse auf der Schichtflä einem Kreuzwinkel von $\varphi = 90°$.
a	(= b) Die ausgelängte Achse (Radius der Hauptebene) des mations- (Rotations-) Ellipsoides. Sie entspricht der langen der Schnittellipse auf der Schichtfläche a_p.
V	$= c : a$ Das Verhältnis der kurzen zur langen Achse des D tions- (Rotations-) Ellipsoides.

D_c Die Verkürzung in der Achse c des Deformationsellipsoides gegenüber der Urform (Kugel) (= Verkürzung senkrecht zur Schiefrigkeit) $D_c = c : 2r$.

D_a = Die Auslängung in der Achse a (= b) gegenüber der Urform (Kugel) (= allseitige Auslängung in der Ebene der Schiefrigkeit) $D_a = a : 2r$.

D = D_c/D_a z. B. 50/141. Ausdruck für die gesamte Deformation der Fossilien und des Gesteins in % der Ausgangsform.

D_m Die Mindestdeformation (falls, was häufig der Fall ist, die volle Deformation nicht eindeutig bestimmt werden kann).



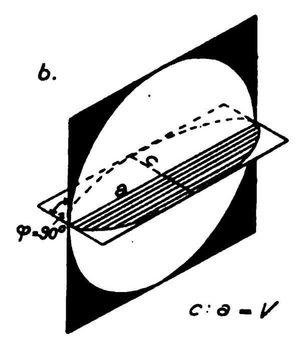


Abb. 25. Die beiden Achsen der Schnittellipse
a) auf der Schichtfläche Kreuzwinkel $\varphi = 40°$): c_p und a_p, $c_p : a_p = V_p$.
b) quer zur Hauptebene des Deformationsellipsoides (Kreuzwinkel = 90°): c und a c : a = V.

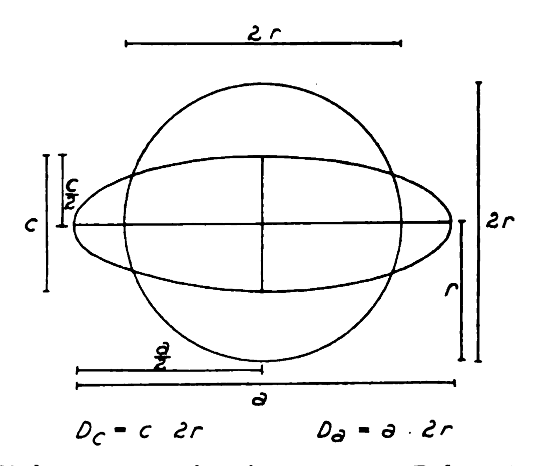


Abb. 26. Verkürzung D_c und Auslängung D_a im Deformationsellipsoid.

In den folgenden Kapiteln sind die Formeln für sechs verschiedene Beaungsarten der Gesteinsdeformation aus verformten Fossilien abgeleitet, zwar:

1. aus kreisrunden Fossilien,
2. aus den langen und kurzen tektonischen Variationen nicht kreisförmiger Fossilien,

3. aus den langen tektonischen Variationen nicht kreisförmiger Fossilien u ihrer Urform,
4. aus den kurzen tektonischen Variationen nicht kreisförmiger Fossilie und ihrer Urform,
5. aus den Winkeln ψ und ω,
6. aus dem Winkel ω_m.

Um die Formeln besser zu kennzeichnen, sind für die einzelnen Berech nungsarten 1—6 im folgenden die Indices 1—6 verwendet worden.

In allen Fällen werden zunächst Messungen ausgeführt. Aus diesen Mes sungen wird das Verhältnis der langen und kurzen Achse der Deformations ellipse (Schnittellipse) auf der Schichtfläche (V_p) bestimmt. Dieser Wert wir auf die Schnittellipse für den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ umgerechnet, also de Schnittellipse, die quer zur Schiefrigkeit steht. Aus diesem Verhältnis V wir unter Berücksichtigung eines für die verschiedenen Gesteine verschiedene Faktors f für den Volumenverlust die Deformation D bestimmt. In einem we teren Kapitel wird dargelegt, wie dieser Rechnungsgang für den praktische Gebrauch noch vereinfacht werden kann.

12. Berechnung der Schnittellipse auf der Schichtfläche (V auf Grund von Längenmessungen

Bei ursprünglich kreisförmigen Fossilien, z. B. Crinoidenstielgliedern, ist d Ellipse, die das deformierte Fossil bildet, gleich der Schnittellipse durch d Rotationsellipsoid längs der Schichtfläche.

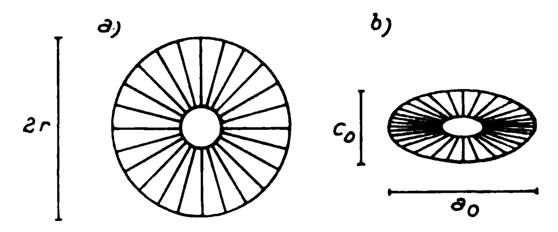


Abb. 27. Die Deformationsellipse bei ehemals kreisförmigen Fossilien (Crinoidenstielglie

Die Formel für die Berechnung der Schnittellipse der Schichtfläche V_p lautet also für kreisförmige Vorzei nungen:

(1) $$V_{p1} = c_o : a_o$$

Zur Bestimmung der Schnittellipse lassen sich aber auch nichtkreisförm Fossilien verwenden. Man benötigt dazu je ein winkelrecht-langes und winkelrecht-kurzes Exemplar der gleichen Art.

Abb. 28 zeigt zwei Deformationsellipsen verschiedenen Ausmaßes, in je eine winkelrecht-lange und eine winkelrecht-kurze tektonische Variat (= breite und schmale Form eines Brachiopoden) eingepaßt worden ist, die den Ellipsen zugleich durch Deformation hervorgebracht sein sollen.

Bekannt sind c_l und a_l, c_k und a_k.

Das gesuchte Verhältnis V_p läßt sich nach Abb. 28 in einer Grundgleichung ısdrücken als:

$V_p = c_{p1} : a_{p1} = c_{p2} : a_{p2}$ (a)

Da $a_{p1} = a_l$ und $c_{p2} = c_k$ ist, gilt:

$V_p = c_{p1} : a_l = c_k : a_{p2}$ (b).

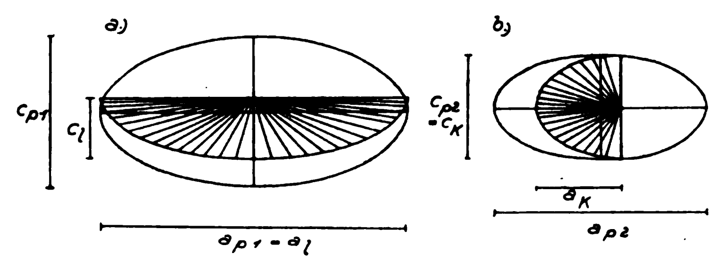


Abb. 28. Die Bestimmung der Deformationsellipse aus der winkelrecht-langen und der winkelrecht-kurzen Form eines Fossils.

Der Flächeninhalt der winkelrecht-langen Form ausgedrückt durch $c_l \cdot a_l$ 'rhält sich zu dem Flächeninhalt der winkelrecht-kurzen Form auf Abb. 28 b, ısgedrückt durch $c_k \cdot a_k$, wie die Fläche der beiden Schnittellipsen zueinander, denen sie eingezeichnet sind, also

$$c_l \cdot a_l : a_k \cdot c_k = a_l \cdot c_{p1} : c_k \cdot a_{p2},$$

$$\text{nach Kürzung durch } \frac{a_l}{c_k} \text{ bleibt: } c_l : a_k = c_{p1} : a_{p2}.$$

$$\text{Daraus ergibt sich } a_{p2} \text{ als } a_{p2} = \frac{a_k \cdot c_{pl}}{c_l}.$$

Setze ich diesen Wert in die Teilgleichung (b) ein so ergibt sich:

$$c_{pl} : a_l = c_k \cdot \frac{a_k \cdot c_{pl}}{c_l}$$

Die Auflösung nach c_{p1} ergibt:

$$c_{pl} = \sqrt{\frac{c_k \cdot c_l \cdot a_l}{a_k}}$$

Dieser Wert eingesetzt in die Teilgleichung (b) $V_p = c_{p1} : a_l$ ergibt:

$$V_p = \sqrt{\frac{c_k \cdot c_l}{a_k \cdot a_l}}$$

Die Formel für die Berechnung der Schnittellipse auf der chichtfläche (V_p) aus der winkelrecht-langen und der winelrecht-kurzen Variation eines nichtkreisförmigen Fosils lautet also:

(2) $$V_{p2} = \sqrt{\frac{c_l}{a_l} \cdot \frac{c_k}{a_k}} = \sqrt{V_l \cdot V_k}$$

Kennt man die Ausmaße der Urform ($V_U = L : K$), so läßt sich V_p so aus den langen wie aus den kurzen tektonischen Variationen durch Verg mit der Urform bestimmen.

Abb. 29 zeigt eine Ellipse mit einem eingezeichneten winkelrecht d mierten Brachiopoden und einen Kreis mit einer Urform des gleichen Bra poden. Beide Figuren sind ungleich groß.

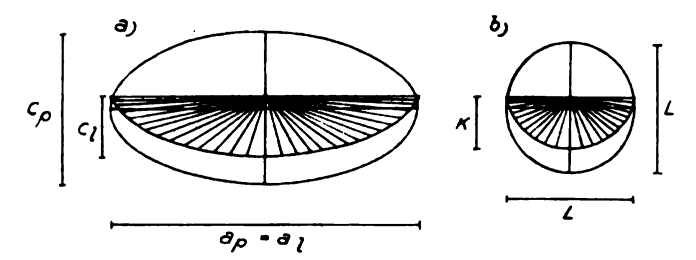


Abb. 29. Bestimmung von V_p aus einer winkelrecht-breiten tektonischen Variation ei Brachiopoden durch Vergleich mit der Urform.

Das gesuchte Verhältnis V_p ergibt sich aus Abb. 29 mit $V_p = c_p : a_p$.

Da $a_p = a_l$ ist, ist $V_p = c_p : a_l$ (a).

Die kurze Achse c_l des Fossils verhält sich zur kurzen Achse c_p der Sc ellipse wie die kurze Achse der Urform K zu einem Kreisdurchmesser vo Länge L, also $c_l : c_p = K : L$.

Die Auflösung nach c_p ergibt: $c_p = c_l \cdot \frac{L}{K}$

Dieser Wert eingesetzt in die Gleichung (a) für V_p ergibt:

$$V_p = \frac{c_l}{a_l} \cdot \frac{L}{K} = \frac{V_l}{V_U},$$

Die Formel für die Bestimmung der Schnittellipse auf Schichtfläche (V_p) aus winkelrecht-langen tektonischen riationen durch Vergleich mit der Urform lautet also:

(3) $$V_{p3} = \frac{c_l}{a_l} \cdot \frac{L}{K} = \frac{V_l}{V_U}$$

Die Berechnung von V_p aus den winkelrecht-kurzen tektonischen Va nen mit Hilfe der Urform gestaltet sich wie folgt:

In der Formel $V_p = c_p : a_p$ kann man in diesem Falle (vgl. Abb. 30) c_p c_k einsetzen, also $V_p = c_k : a_p$ (a).

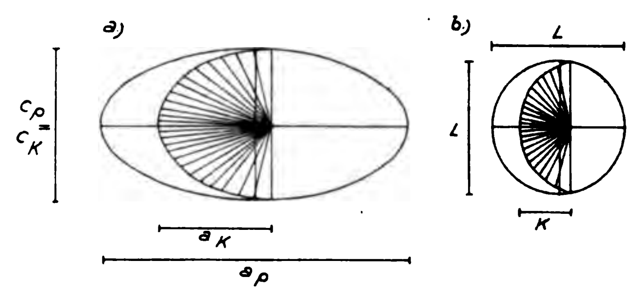
Das Fossil der Abb. 30a ist durch Deformation aus dem der Abb. standen zu denken. Die Abb. 30a gibt den Anteil des Fossils an einer fläche, die Abb. 30b an der aus dieser Kreisfläche durch Deformation h gegangenen Ellipse an. Dann ist:

$$a_k : a_p = K : L$$

$$a_p = \frac{L \cdot a_k}{K}$$

ze ich diesen Ausdruck für a_p in die Gleichung (a) ein, so ergibt sich:

$$V_p = \frac{c_k \cdot K}{a_k \cdot L} = V_k \cdot V_U$$



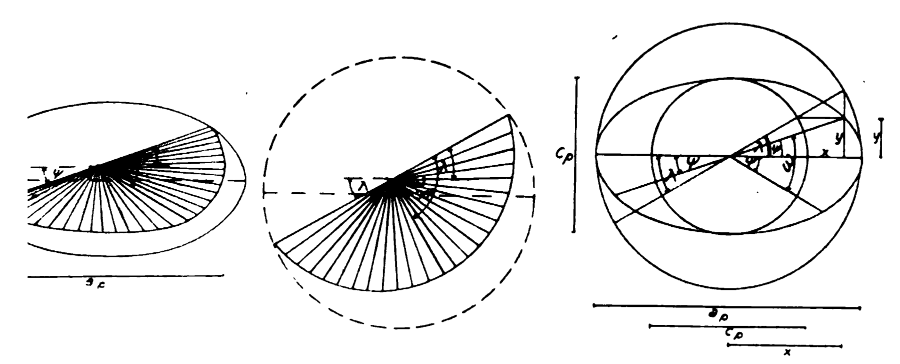
3erechnung des Verhältnisses $V_p = c_p : a_p$ aus der winkelrecht-schmalen tektonischen Variation eines Brachiopoden durch Vergleich mit der Urform.

: Formel für die Berechnung der Schnittellipse auf der ıtfläche V_p aus den winkelrecht-kurzen tektonischen :ionen und der Urform lautet also:

$$V_{p_4} = \frac{c_k}{a_k} \cdot \frac{K}{L} = V_k \cdot V_U$$

:echnung der Schnittellipse auf der Schichtfläche V_p aus Winkelmessungen

der Verformung eines Fossils, das symmetrisch gebaut ist und daher :chten Winkel enthält, wird dieser in allen Fällen, in denen die Sym-



Berechnung der Schnittellipse auf der Schichtfläche V_p aus den Winkeln ω und ψ. kel zwischen Area und Medianlinie eines Brachiopoden. λ = Winkel zwischen der Brachiopoden und der langen Achse der Deformationsellipse vor der Deformation. kel zwischen der Area des Brachiopoden und der langen Achse der Deformations- ıch der Deformation. $\lambda' = 90° - \lambda$ (undeformiert). $\psi' = \omega - \psi$. $\omega = \psi + \psi'$ (deformierter rechter Winkel der Abb. 31 links).

metrieachse nicht parallel oder senkrecht zur langen Achse der Schnittellipse liegt, zu einem spitzen bzw. stumpfen Winkel verformt (schief deformierte Fossilien im Gegensatz zu den winkelrecht-langen und den winkelrecht-kurzen tektonischen Variationen). Neben dem rechten Winkel (bei Brachiopoden der Winkel zwischen Area und Medianlinie) werden auch alle anderen Winkel in gleicher gesetzmäßiger Weise verformt.

Es können folgende Beziehungen festgestellt werden (vgl. Abb. 31 rechts):

$$x = \frac{a_p}{2} \cdot \cos\lambda \qquad \text{(a)}$$

$$y = \frac{c_p}{2} \cdot \sin\lambda \qquad \text{(b)}$$

$$\operatorname{tg}\psi = \frac{y}{x} = \frac{c_p \cdot \sin\lambda}{a_p \cdot \cos\lambda} = \operatorname{tg}\lambda \cdot \frac{c_p}{a_p} \qquad \text{(c)}$$

$$V_p = \frac{c_p}{a_p} = \frac{\operatorname{tg}\psi}{\operatorname{tg}\lambda} \qquad \text{(d)}$$

Im undeformierten Falle $\lambda' = 90° - \lambda$. Hier ist $\omega = 90°$.
Im deformierten Falle folgt für ω analog:

$$\omega = \psi + \psi' \quad \text{und} \quad \psi' = \omega - \psi \qquad \text{(e)}$$

Ersetzt man in (c) ψ durch ψ' und λ durch λ', so ergibt sich:

$$\operatorname{tg}\psi' = \operatorname{tg}(90° - \lambda) \cdot \frac{c_p}{a_p} \qquad \text{(f)}$$

Die Auflösung von (f) nach V_p ergibt:

$$V_p = \frac{c_p}{a_p} = \frac{\operatorname{tg}\psi'}{\operatorname{tg}(90° - \lambda)} = \frac{\operatorname{tg}\psi'}{\operatorname{ctg}\lambda} \qquad \text{(g)}$$

Durch Multiplikation von (d) mit (g) ergibt sich:

$$V_p^2 = \frac{\operatorname{tg}\psi}{\operatorname{tg}\lambda} \cdot \frac{\operatorname{tg}\psi'}{\operatorname{ctg}\lambda} = \operatorname{tg}\psi \cdot \operatorname{tg}\psi' \qquad \text{(h)}$$

Durch Einführung von ω nach Gleichung (e) in (h) erhält man für das Verhältnis V_p

$$V_p = \sqrt{\operatorname{tg}\psi \cdot \operatorname{tg}(\omega - \psi)} \qquad \text{(i)}$$

Die Formel für die **Berechnung der Schnittellipse auf der Schichtfläche** V_p **aus den an den Fossilien meßbaren Winkeln** ω und ψ lautet also:

$$\boxed{V_p = \sqrt{\operatorname{tg}\psi \cdot \operatorname{tg}(\omega - \psi)}} \qquad (5)$$

Da die Berechnung von V_p aus den Winkeln ω und ψ etwas umständlich ist, ist die graphischen Tabelle Abb. 32 angefertigt worden, die es gestattet, alle V_p-Werte, die sich aus ω und ψ ergeben, unmittelbar abzulesen.

Freilich ergibt eine Bestimmung von V_p auf diese Weise im allgemeinen nur ungenaue Werte. Weit praktischer ist die Methode der Bestimmung von V_p aus dem kleinsten Winkel ω (ω_m).

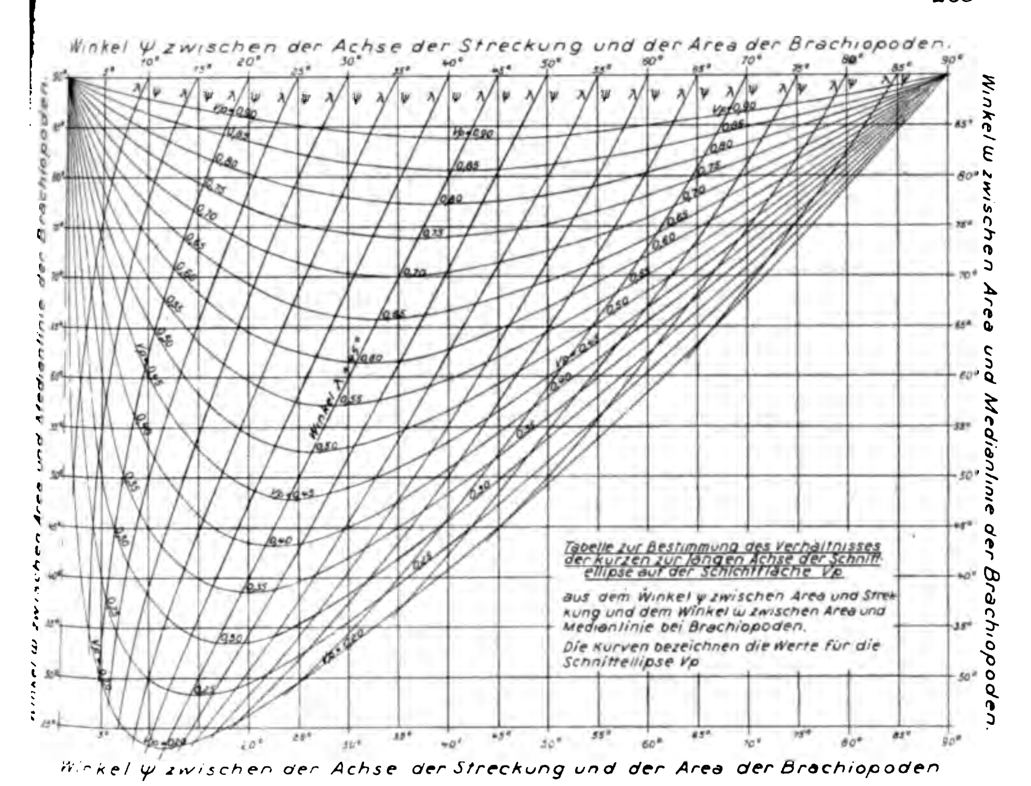


Abb. 32. Graphische Tabelle zur Bestimmung des Verkürzungsausmaßes D_{cp} aus den Winkeln ω und ψ bei Verformung ohne Volumenverlust.

Der Winkel ω_m ist derjenige Winkel, der einem Winkel λ von 45° am undeformierten Fossil entspricht. Er ist der kleinste Winkel, der bei dem jeweiligen Deformationsgrad an Fossilien auftreten kann, und ist durch Messungen an einer größeren Anzahl von Fossilien verhältnismäßig leicht zu ermitteln.

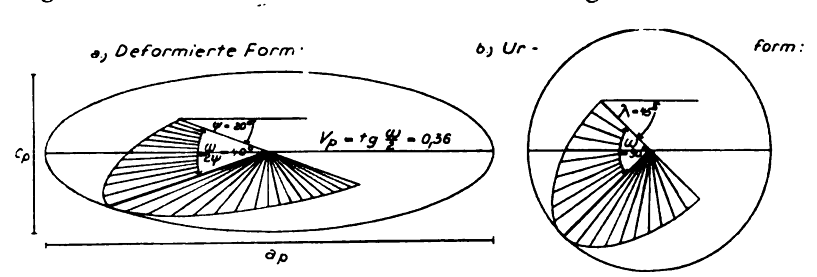


Abb. 33. Bestimmung der Schnittellipse auf der Schichtfläche (V_p) aus dem kleinsten Winkel zwischen Area und Medianlinie bei Brachiopoden (ω_m).

Wenn man in Gleichung (d) $V_p = \frac{\operatorname{tg}\psi}{\operatorname{tg}\lambda}$

mit 45° einsetzt (tg 45° = 1), so ergibt sich

$$V_p = \operatorname{tg}\psi \qquad \text{(k)}$$

Diese einfache Beziehung ist jedoch zur Berechnung unpraktisch, weil Winkel ψ meist nicht genau meßbar ist. Es muß vielmehr der zur Messung geeignetere Winkel ω_m gewählt werden.

Durch Gleichsetzung der Formeln (5) und (k) ergibt sich:

$$\text{tg}\,\psi = \sqrt{\text{tg}\,\psi \cdot \text{tg}(\omega_m - \psi)}$$

Die Auflösung dieser Gleichung nach ω_m ergibt:

$$\omega_m = 2\psi$$

$$\text{also}\quad \psi = \frac{\omega_m}{2}$$

Setzt man diesen Wert für ψ in die Gleichung (k) ein, so ergibt sich:

$$V_p = \text{tg}\,\frac{\omega_m}{2}$$

Die Formel für die Berechnung der Schnittellipse auf Schichtfläche V_p aus dem an Brachiopoden meßbaren kl sten Winkel zwischen Area und Medianlinie lautet als

$$V_{p_s} = \text{tg}\,\frac{\omega_m}{2} \qquad (6)$$

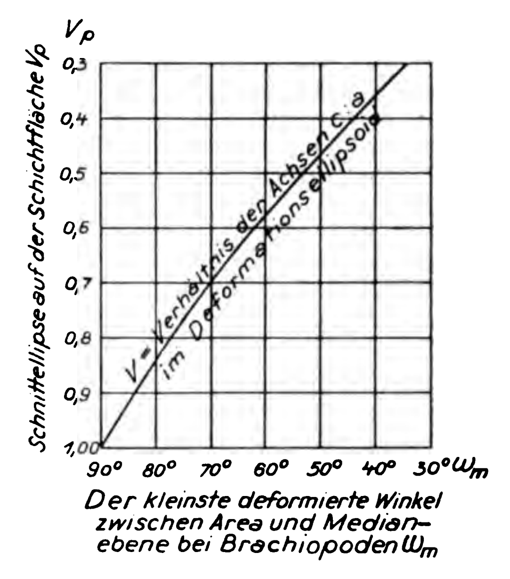
Die Formel 6 ist, wie leicht erkennbar, die einfachste aller Formel die Berechnung der Schnittellipse überhaupt, da nur eine einzige Größ messen zu werden braucht. Die V_p-Werte für die verschiedenen Winkel ω_m in der Tabelle 2 enthalten und können aus ihr einfach abgelesen werden, e aus der graphischen Darstellung Abb. 34.

Tabelle 2. Die den verschiedenen Winkeln ω_m zwischen 90° und 30° entsprechenden V_p-Werte.

ω_m in Grad	V_p	ω_m in Grad	V_p	ω_m in Grad	V_p
89	0,98	69	0,69	49	0,46
88	0,97	68	0,67	48	0,45
87	0,95	67	0,66	47	0,43
86	0,93	66	0,65	46	0,42
85	0,92	65	0,64	45	0,41
84	0,90	64	0,62	44	0,40
83	0,88	63	0,61	43	0,39
82	0,87	62	0,60	42	0,38
81	0,85	61	0,59	41	0,37
80	0,84	60	0,58	40	0,36
79	0,82	59	0,57	39	0,35
78	0,81	58	0,55	38	0,34
77	0,80	57	0,54	37	0,33
76	0,78	56	0,53	36	0,32
75	0,77	55	0,52	35	0,32
74	0,75	54	0,51	34	0,31
73	0,74	53	0,50	33	0,30
72	0,73	52	0,49	32	0,29
71	0,71	51	0,48	31	0,28
70	0,70	50	0,47	30	0,27

e Umwandlung der Schnittellipse auf der Schicht- : V_p in die Schnittellipse quer zur Schiefrigkeit V unter Berücksichtigung des Kreuzwinkels φ

len beiden vorherigen Kapiteln sind die Formeln für die Berechnung n Schnittellipse durch das Deformationsellipsoid angegeben, die einer che entspricht. Diese ist durch das Verhältnis V_p der kurzen Achse c_p



:raphische Darstellung zur Bestimmung der Gestalt der Schnittellipse V_p aus dem einsten Winkel zwischen Area und Medianebene bei Brachiopoden (ω_m).

:n Achse a_p der Schnittellipse und den Kreuzwinkel mit der Schiefrig- zeichnet. Zur Berechnung der Deformation muß das Verhältnis V_p auf ittellipse quer zur Schiefrigkeit, also auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$, werden. Diese Schnittellipse liegt in der Achse c des Deformations- . Das gesuchte Verhältnis V ist bezeichnet durch $V = c : a$.

der Ellipsengleichung, die hier nicht abgeleitet werden soll und die in ırbüchern der analytischen Geometrie zu finden ist, ergibt sich (vgl.

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{c^2} = 1$$

rgibt sich für c^2:

$$c^2 = \frac{a^2 \cdot y^2}{a^2 - x^2} \qquad \text{(a)}$$

ı Abb. 36 ist:

$$y = \sin \varphi \cdot c_p$$

$$x = \cos \varphi \cdot c_p$$

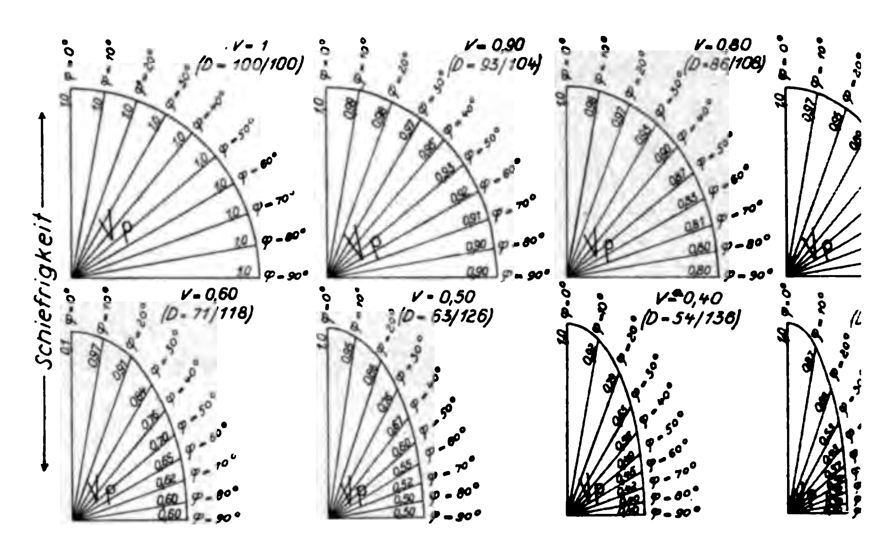


Abb. 35. Geometrische Darstellung der Umwandlung der Schnittellipse auf der Schi in die Schnittellipse quer zur Hauptebene der Deformationsellipse (quer zur S V unter Berücksichtigung des Kreuzwinkels φ, ausgeführt für verschiedene V- Kreuzwinkel. (Die den V-Werten zugefügten, ihnen entsprechenden D-Werte b auf Deformation ohne Volumenverlust.)

Die Zeichnungen sind Querschnitte durch je einen Quadranten des Deformationsell nach oben gerichtete Achse ist a, die horizontal gerichtete c. Die schrägen Linien s durch die Schnittellipsen auf der Schichtfläche (V_p).

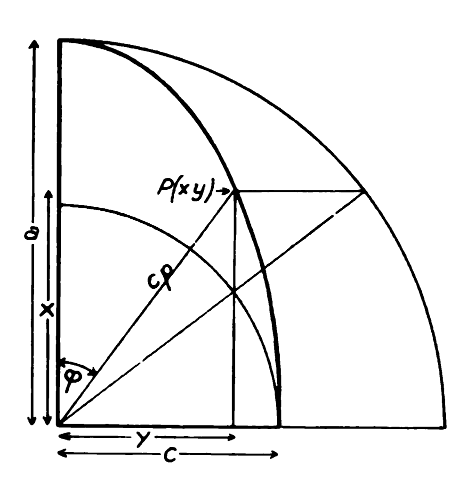


Abb. 36. Berechnung von V aus V_p ($a = a_p = 1$).

Wenn diese Werte in die Gleichung (a) eingesetzt werden, ergib

$$c^2 = \frac{a^2 \cdot \sin^2 \varphi \cdot c_p^2}{a^2 - \cos^2 \varphi \cdot c_p^2}$$

dann ist:

$$\frac{c^2}{a^2} = \frac{\sin^2 \varphi \cdot c_p^2}{a^2 - \cos^2 \varphi \cdot c_p^2}$$

Wenn $V = \frac{c}{a}$, ist $V^2 = \frac{c^2}{a^2}$. Setze ich diesen Wert in die vorherige Gleichung ein, so ergibt sich:

$$V^2 = \frac{\sin^2\varphi \cdot c_p^2}{a^2 - \cos^2\varphi \cdot c_p^2}$$

Daraus ergibt sich:

$$V = \sqrt{\frac{\sin^2\varphi}{\left(\frac{a}{c_p}\right)^2 - \cos^2\varphi}}$$

Wenn $a_p = a = 1$ und damit $c_p = V_p$ ist, ist $V = \sqrt{\frac{\sin^2\varphi}{\left(\frac{1}{V_p}\right)^2 - \cos^2\varphi}}$

Die Formel wird übersichtlicher, wenn ich den Ausdruck $\sin^2\varphi$ ersetze durch $1 - \cos^2\varphi$. Sie lautet dann:

$$V = \sqrt{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\frac{1}{V_p^2} - \cos^2\varphi}}$$

Die Formel für die Berechnung von V aus V_p unter Berücksichtigung des Kreuzwinkels φ lautet also:

')

$$\boxed{V = \sqrt{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\frac{1}{V_p^2} - \cos^2\varphi}}}$$

Für den praktischen Gebrauch eignet sich diese Formel wenig. Die Umrechnung von V_p in V wird daher zweckmäßiger an Hand der Tabelle 7 auf 286 oder der graphischen Darstellung auf Taf. 4 vorgenommen, aus denen man die Werte leicht ablesen kann.

6. Berechnung der Deformation unter Berücksichtigung des Volumenverlustes

Man kann, wie oben dargelegt, im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit drei Arten von Deformationen unterscheiden:

a) solche, die ausschließlich auf Volumenverlust beruhen,

b) solche ohne Volumenverlust,

c) solche, die einen Volumenverlust aufweisen, der nur einem Teil der Deformation entspricht (Deformation mit teilweisem Volumenverlust).

a) Deformation unter ausschließlichem Volumenverlust

In diesem Falle gilt (vgl. Abb. 37):

$$V = c : a \qquad D_{cv} = c : 2r.$$

Da $2r = a$ ist, ist $D_{cv} = c : a$ oder $D_{cv} = V$.

Die Formel für die Deformation unter ausschließlichem Volumenverlust lautet also:

)

$$\boxed{D_{cv} = c : a (= V)}$$

D_{av} ist in diesem Falle $= 1$, braucht also nicht berechnet zu werden.

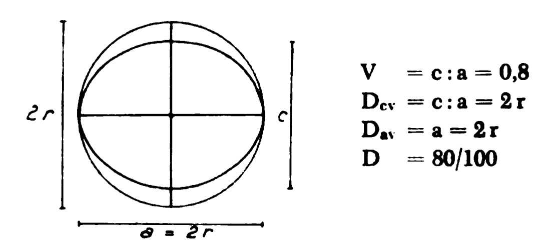


Abb. 37. Berechnung der Deformation unter reinem Volumenverlust aus der Schnittellips

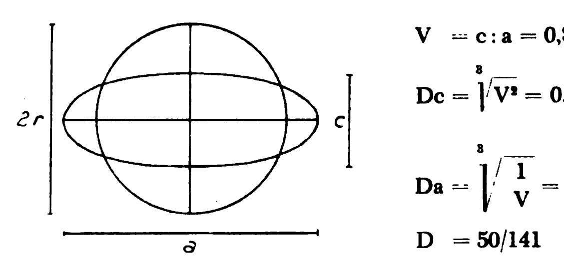


Abb. 38. Berechnung der Verkürzung ohne Volumenverlust in der Achse c des Deforn ellipsoides (quer zur Schiefrigkeit) aus der Schnittellipse V.

b) Deformation ohne Volumenverlust

Der Inhalt der Ausgangskugel ist in diesem Falle gleich dem des die Deformation entstandenen Rotationsellipsoides, also

$$r^3 \cdot \frac{4}{3} \pi = \left(\frac{a}{2}\right)^2 \cdot \frac{c}{2} \cdot \frac{4}{3} \pi \quad \text{oder} \quad r^3 = \frac{a^2 \cdot c}{(2)^3} \quad \text{oder} \quad (2\,r)^3 = a^2 \cdot c$$

$$D_c = c : 2\,r \qquad 2\,r = \frac{c}{D_c}$$

Setze ich diesen Ausdruck für 2r in die Gleichung (a) ein, so ergibt

$$\frac{c^3}{D_c{}^3} = a^2 \cdot c$$

Die Auflösung nach D_c ergibt dann:

$$D_c = \sqrt[3]{\left(\frac{c}{a}\right)^2} \quad \text{oder, da} \quad \frac{c}{a} = V, \text{ ist: } D_c = \sqrt[3]{V^2}$$

Die Formel für die Berechnung der Verkürzung bei D mationen ohne Volumenverlust aus der Schnittellip der Achse c des Deformationsellipsoides ($V = c:a$) laut

$$D_c = \sqrt[3]{\left(\frac{c}{a}\right)^2} = \sqrt[3]{V^2} \tag{9}$$

Für die Berechnung von D_a, d. h. der Auslängung in der Ebene der Schief-rigkeit, gilt folgendes:

$$D_a = a : 2r \quad 2r = \frac{a}{D_a}$$

Setze ich diesen Wert für 2r in die Gleichung (a) ein, so ergibt sich:

$$\frac{a^3}{D_a^3} = a^2 \cdot c$$

Die Auflösung nach D_a ergibt:

$$D_a = \sqrt[3]{\frac{a}{c}} = \sqrt[3]{\frac{1}{V}}$$

Die Formel für die Berechnung der Auslängung D_a bei Defor-iation ohne Volumenverlust aus der Schnittellipse V in der chse c des Deformationsellipsoides lautet also:

0)

$$\boxed{D_a = \sqrt[3]{\frac{1}{V}}}$$

Man kann D_a auch unmittelbar aus D_c errechnen.

Aus Gleichung (9) ergibt sich:

$$D_c^3 = V^2 \text{ also}$$

$$V = \sqrt{D_c^3}$$

ies in Gleichung (10) für D_a eingesetzt, ergibt:

$$D_a = \sqrt[3]{\frac{1}{\sqrt{D_c^3}}} = \frac{1}{\sqrt{D_c}}$$

Die Formel für die Berechnung der Auslängung D_a aus der erkürzung D_c lautet also:

11)

$$\boxed{D_a = \frac{1}{\sqrt{D_c}}}$$

c) Deformation mit teilweisem Volumenverlust

Wie oben dargelegt, ist bei Tongesteinen damit zu rechnen, daß die Deformation weder ohne noch unter ausschließlichem Volumenverlust eingetreten ist, sondern daß das Gestein eine Volumenveränderung erlitten hat, die sich je nach seiner Art in den Grenzen von 0—15% hält. Dieser Raumverlust muß bei den Berechnungen berücksichtigt werden. Er wird durch den Faktor f ausgedrückt. 5% Volumenverlust entsprechen f = 0,95, 10% f = 0,90 und 15% = 0,85 usw.

Das Rotationsellipsoid, das durch die Schnittellipse a : c senkrecht zu seiner Hauptebene geschnitten wird, soll aus einer Kugel hervorgegangen sein, deren Inhalt um den Faktor 1 — f größer war als der der Kugel, aus der das Deforma-

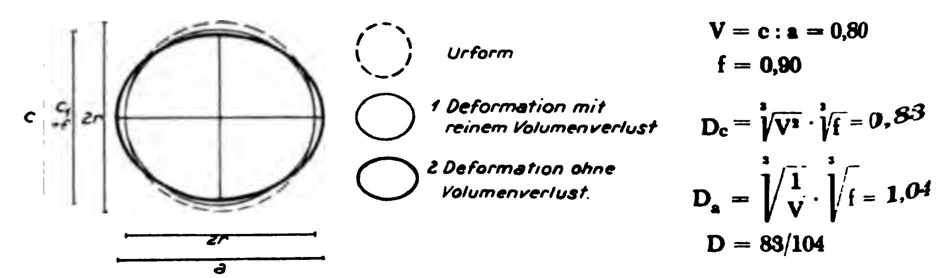


Abb. 39. Berechnung der Verkürzung und Auslängung unter teilweisem Volumenverlust.

tionsellipsoid ohne Volumenverlust hervorgegangen wäre. Man kann diesen Vorgang in zwei Teilvorgänge auflösen.

1. Die Deformation der ursprünglichen Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit reinem Volumenverlust. Die Achse c_1 dieses Rotationsellipsoids verhält sich zu dem Durchmesser des Kreises wie f : 1, ist also gleich f.

Der Inhalt dieses Rotationsellipsoids beträgt

$$r^2 \cdot r \cdot f \cdot \frac{4}{3}\pi$$

2. Die Deformation dieses Rotationsellipsoids zu einem zweiachsigen Ellipsoid von gleichem Inhalt, aber mit ausgelängter Achse a.

Der Inhalt dieses Körpers beträgt:

$$\frac{c}{2} \cdot \left(\frac{a}{2}\right)^2 \cdot \frac{4}{3}\pi$$

Da beide Körper inhaltsgleich sind, ergibt sich die Gleichung:

$$\frac{c}{2} \cdot \left(\frac{a}{2}\right)^2 \frac{4}{3}\pi = r^3 \cdot f \cdot \frac{4}{3}\pi \quad \text{oder} \quad c \cdot a^2 = (2\,r)^3 \cdot f \tag{a}$$

Der gesuchte Wert D_c ist $= c : 2\,r$. Dann ist $2\,r = \frac{c}{D_c}$

Setze ich diesen Wert in die Gleichung (a) ein, so erhalte ich:

$$c \cdot a^2 = \frac{c^3}{D_c^3} \cdot f$$

Die Auflösung nach D_c ergibt:

$$D_c = \sqrt[3]{\frac{c^2}{a^2}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

Die Formel für die Berechnung der Verkürzung D_{cf} bei der Deformation mit dem Volumenverlust 1—f lautet also:

$$D_{cf} = \sqrt[3]{V^2 \cdot f} = D_c \cdot \sqrt[3]{f} \tag{12}$$

Die entsprechende Formel für die Auslängung D_a läßt sich wie folgt ableiten:

$$\left(\frac{a}{2}\right)^2 \cdot \frac{c}{2} \cdot \frac{4}{3}\pi = r^3 \cdot f \cdot \frac{4}{3}\pi \qquad a^2 \cdot c = (2\,r)^3 f \tag{a}$$

$$D_{af} = a : 2\,r, \qquad 2\,r = \frac{a}{D_{af}}$$

Setzt man den Wert für 2 r in die Gleichung (a) ein, so ergibt sich

$$a^2 \cdot c = \left(\frac{a}{D_{a_f}}\right)^3 \cdot f$$

Die Auflösung dieser Gleichung nach D_{af} ergibt:

$$D_{a_f} = \sqrt[3]{\frac{a}{c} \cdot f} \quad \text{oder} \quad D_{a_f} = \sqrt[3]{\frac{1}{V}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

Die Formel für die Berechnung der Auslängung D_a bei der Deformation mit dem Volumenverlust 1—f lautet also:

(13)
$$D_{a_f} = \sqrt[3]{\frac{1}{V}} \cdot \sqrt[3]{f} = D_a \cdot \sqrt[3]{f}$$

16. Zusammenstellung der Formeln zur Berechnung der Gesteinsdeformation aus verformten Fossilien

In den drei letzten Kapiteln wurden die verschiedenen Methoden der Bestimmung der Deformation der Fossilien mathematisch abgeleitet.

In der folgenden Übersicht sollen aus den Einzelformeln Gesamtformeln ur Bestimmung der Deformation zusammengestellt werden. Es ist dabei zweckmäßig, von den sechs Berechnungsarten für die Schnittellipse nach der Schichtiche (V_p) auszugehen und für diese die Gesamtformel jeweils für Verkürzung (D_c) und Auslängung (D_a) zu bringen, wobei in drei Stufen vorgegangen wer-n soll:

a) Deformation ohne Berücksichtigung des Volumenverlustfaktors f und Kreuzwinkels φ,
b) Deformation mit Volumenverlustfaktor f, ohne Kreuzwinkel φ,
c) Deformation mit Volumenverlustfaktor f und Kreuzwinkel φ,

a) Deformation ohne Volumenverlustfaktor f und Kreuzwinkel φ.

Diese einfachen Formeln sind nur gültig für einen Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ (praktisch 70—90°) und Fossilien in Sandstein oder Kalkstein, bei denen ein Volumenverlust nicht in Frage kommt. Unter diesen Voraussetzungen ergeben sich folgende Werte für die Verkürzung D_c und die Auslängung D_a:

1. aus Längenmessungen an kreisförmigen Fossilien:

(14)
$$D_{c_1} = \sqrt[3]{\left(\frac{c_o}{a_o}\right)^2} \quad \text{oder} \quad \sqrt[3]{V_o^2}$$

(15)
$$D_{a_1} = \sqrt[3]{\frac{a_o}{c_o}} \quad \text{oder} \quad \sqrt[3]{\frac{1}{V_o}}$$

2. aus Längenmessungen an winkelrecht-langen und winkelrecht-kurzen tektonischen Variationen nicht kreisförmiger Fossilien:

(16)
$$D_{c_2} = \sqrt[3]{\frac{c_l}{a_l} \cdot \frac{c_k}{a_k}} \quad \text{oder} \quad \sqrt[3]{V_l \cdot V_k}$$

(17) $$D_{a_2} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{1}{\frac{c_l \cdot c_k}{a_l \cdot a_k}}}} \text{ oder } \sqrt[3]{\sqrt{\frac{1}{V_l \cdot V_k}}}$$

3. aus Längenmessungen an winkelrecht-langen Formen im Vergleich mit der Urform:

(18) $$D_{c_3} = \sqrt[3]{\left(\frac{c_l}{d_l} \cdot \frac{L}{K}\right)^2} \text{ oder } \sqrt[3]{\left(\frac{V_l}{V_U}\right)^2}$$

(19) $$D_{a_3} = \sqrt[3]{\frac{a_l \cdot K}{c_l \cdot L}} \text{ oder } \sqrt[3]{\frac{V_U}{V_l}}$$

4. aus Längenmessungen an winkelrecht-langen Formen im Vergleich mit der Urform:

(20) $$D_{c_4} = \sqrt[3]{\left(\frac{c_k}{a_k} \cdot \frac{K}{L}\right)^2} \text{ oder } \sqrt[3]{V_k \cdot V_U}$$

(21) $$D_{a_4} = \sqrt[3]{\frac{a_k \cdot L}{c_k \cdot K}} \text{ oder } \sqrt[3]{\frac{1}{V_k \cdot V_U}}$$

5. aus den Winkeln ω und ψ an schief verformten Fossilien mit Symmetrie, insbesondere Brachiopoden:

(22) $$D_{c_5} = \sqrt[3]{[\operatorname{tg} \psi \cdot \operatorname{tg}(\omega - \psi)]^2}$$

(23) $$D_{a_5} = \sqrt[3]{\frac{1}{\operatorname{tg} \psi \cdot \operatorname{tg}(\omega - \psi)}}$$

6. aus dem kleinsten Winkel $\omega(\omega_m)$

(24) $$D_{c_6} = \sqrt[3]{\operatorname{tg}^2 \frac{\omega_m}{2}}$$

(25) $$D_{a_6} = \sqrt[3]{\frac{1}{\operatorname{tg} \frac{\omega_m}{2}}}$$

b) Deformation mit Volumenverlustfaktor f, aber ohne Kreuzwinkel φ.

Wenn man in den oben angeführten Formeln noch den Faktor f berücksichtigt, so erhält man erweiterte Formeln. Mit diesen Formeln lassen sich bei Einsetzen des je nach der Gesteinsart verschiedenen Faktors f für den Volumenverlust alle Deformationsfälle berechnen, falls der Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ bzw. 70—90° beträgt. Diese Berechnungen erfassen auch die Deformationen ohne Volumenverlust, die sich dabei ohne weiteres als solche herausstellen. Die erweiterten Formeln mit Faktor f lauten:

1. Längenmessungen an kreisförmigen Fossilien:

(26) $$D_{c_1} = \sqrt[3]{V_o^2} \cdot \sqrt[3]{f}$$

(27) $$D_{a_1} = \sqrt[3]{\frac{1}{V_o}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

ngenmessungen an winkelrecht-langen und winkel-
rzen Variationen nicht kreisförmiger Fossilien:

$$= \sqrt[3]{V_l \cdot V_k} \cdot \sqrt[3]{f}$$

(29) $$D_{a_2} = \sqrt[3]{\frac{1}{\sqrt{V_l \cdot V_k}}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

ngenmessungen an winkelrecht-langen Formen im
:h mit der Urform:

$$= \sqrt[3]{\left(\frac{V_l}{V_U}\right)^2} \cdot \sqrt[3]{f}$$

(31) $$D_{a_3} = \sqrt[3]{\frac{V_U}{V_l}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

ngenmessungen an winkelrecht-kurzen Formen im
:h mit der Urform:

$$_{c_1} = \sqrt[3]{(V_k \cdot V_U)^2} \cdot \sqrt[3]{f}$$

(33) $$D_{a_4} = \sqrt[3]{\frac{1}{V_k \cdot V_U}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

s den Winkeln ω und ψ schief verformter Fossilien
metrie, insbesondere Brachiopoden:

$$= \sqrt[3]{[\mathrm{tg}\,\psi \cdot \mathrm{tg}\,(\omega - \psi)]^2} \cdot \sqrt[3]{f}$$

(35) $$D_{a_5} = \sqrt[3]{\frac{1}{\mathrm{tg}\,\psi \cdot \mathrm{tg}\,(\omega - \psi)}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

s dem kleinsten Winkel ω (ω_m):

$$= \sqrt[3]{\mathrm{tg}^2 \frac{\omega_m}{2}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

(37) $$D_{a_6} = \sqrt[3]{\frac{1}{\mathrm{tg}\,\frac{\omega_m}{2}}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

ollständigen Formeln erhält man durch Einbeziehung der
für die Kreuzwinkel φ. Diese Formeln sind im Gebrauch jedoch
ändlich, so daß sie praktisch für die Berechnungen weniger in Frage
)er Vollständigkeit halber sollen sie aber dennoch hier aufgeführt

$$D_{c_1} = \sqrt[3]{\frac{1 - \cos^2 \varphi}{\frac{1}{V_o^2} - \cos^2 \varphi}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

$$D_{a_1} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\frac{1}{V_o^2} - \cos^2 \varphi}{1 - \cos^2 \varphi}}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

$$D_{c_2} = \sqrt[3]{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\frac{1}{V_l \cdot V_k} - \cos^2\varphi}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{40}$$

$$D_{a_2} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\frac{1}{V_l \cdot V_k} - \cos^2\varphi}{1 - \cos^2\varphi}}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{41}$$

$$D_{c_3} = \sqrt[3]{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\left(\frac{V_U}{V_l}\right)^2 - \cos^2\varphi}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{42}$$

$$D_{a_3} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\left(\frac{V_U}{V_l}\right)^2 - \cos^2\varphi}{1 - \cos^2\varphi}}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{43}$$

$$D_{c_4} = \sqrt[3]{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\frac{1}{(V_k \cdot V_U)^2} - \cos^2\varphi}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{44}$$

$$D_{a_4} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\frac{1}{(V_k \cdot V_U)^2} - \cos^2\varphi}{1 - \cos^2\varphi}}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{45}$$

$$D_{c_5} = \sqrt[3]{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\frac{1}{\operatorname{tg}\psi \cdot \operatorname{tg}(\omega - \psi)} - \cos^2\varphi}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{46}$$

$$D_{a_5} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\frac{1}{\operatorname{tg}\psi \cdot \operatorname{tg}(\omega - \psi)} - \cos^2\varphi}{1 - \cos^2\varphi}}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{47}$$

$$D_{c_6} = \sqrt[3]{\frac{1 - \cos^2\varphi}{\frac{1}{\operatorname{tg}^2\frac{\omega_m}{2}} - \cos^2\varphi}} \cdot \sqrt[3]{f} \tag{48}$$

$$D_{a_8} = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\frac{1}{tg^2 \frac{\omega_m}{2}} - \cos^2 \varphi}{1 - \cos^2 \varphi}}} \cdot \sqrt[3]{f}$$

Die praktische Ausführung der Berechnungen

ɔrherigen Kapitel enthielten die Formeln für die Berechnung der Gemation aus verformten Fossilien und ihre mathematische Ableitung. ʒkeit dieser Formeln kann man an Hand einiger einfacher geometritruktionen, in denen man die verschiedenen Größen ausmißt, leicht ı. Die praktische Ausführung der Messungen gestaltet jedoch sich eindie Formeln vermuten lassen.

nuß sich zunächst darüber im klaren sein, daß eine hohe Genauigdie Bestimmung der Deformation nicht notwendig ist. Wenn die ɔn auf etwa 5% genau angegeben wird, so ist dies für die tektonische g zunächst im allgemeinen ausreichend. Eine größere Genauigkeit ist sten Fällen praktisch auch nicht zu erreichen. Der Umstand, daß eine ɘ Genauigkeit derzeit nicht angestrebt zu werden braucht, bedeutet ıtliche Erleichterung der praktischen Arbeit.

weitere große Erleichterung für alle Messungen besteht darin, daß ·ntierung der Stücke in den Aufschlüssen bis auf Sonderfälle derlich ist. Im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit sind die Fossih in allen Richtungen in der Ebene der Schieferung grundsätzlich gleich ·orden. Es spielt also keine Rolle, welche Lage das Gestein zur Horie einnimmt. Da die gerichtete Schiefrigkeit, die in den Tonschiefern ·res erkannt werden kann, immer nach oben gerichtet ist, ist auch ·tücken die Orientierung ohne weiteres gegeben. Es mag freilich Tonben, in denen die stärkere Ausdehnung nach oben nicht so bedeutend zur Herausbildung eines ausgeprägten Linears gekommen wäre. In llen müßte sich beim Zusammenfallen von Schieferung und Schich;rößere Auslängung nach oben stets erkennen lassen, auch wenn sie ·utend ist. Nicht schichtig eingeregelte Brachiopoden würden sie ebenʒen. Dem Verfasser sind solche Grenzfälle bisher nicht eindeutig beloch muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß sie vorkommen größere Verbreitung haben. Was die Berechnung der Deformationen die Auslängung wird in diesem Falle seitlich etwas geringer, nach h etwas größer sein — werden jedoch solche Grenzfälle die Ergebıuf das Rotationsellipsoid abgestellten Berechnungen kaum in einem influssen können, das über die normalen Fehlerquellen wesentlich

ıe Orientierung der Fundstücke nicht erforderlich ist, kann man im n auch älteres Sammlungsmaterial zur Bestimmung von ɔnen verwenden, ebenso in gewissen Grenzen auch Abbildungen silien in der Literatur, soweit es sich um Photographien ılls der Kreuzwinkel φ nicht bekannt ist, lassen sich an altem Samm·ial und den Abbildungen der Literatur in der Regel nur Mindest-Deformation feststellen, die aber oft den wirklichen Werten nahe-Bei Beschreibungen ganzer Faunen lassen sich an den Abbildungen

fast immer so viele Messungen ausführen, daß wenigstens die Größenordnung der Mindestdeformation angegeben werden kann.

Es sind sechs verschiedene Meßmethoden für schichtig eingeregelte Fossilien ausgearbeitet worden, die sich alle lediglich auf zwei Dimensionen der Fossilien beziehen. In allen Fällen wird aus Längen- und Winkelmessungen an den Fossilien die Form der Schnittellipse auf der Schichtfläche bestimmt. Der erhaltene Verhältniswert $c_p : a_p = V_p$, der das Verhältnis der kurzen zur langen Achse der Schnittellipse auf der Schichtfläche bezeichnet, wird mit Hilfe der Tabellen und der graphischen Darstellungen auf Taf. 1 und S. 286 unter Berücksichtigung des Kreuzwinkels φ' auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$, d. h. auf den Wert V reduziert. Dieser Wert gibt das Verhältnis der kurzen zur langen Achse c:a des Deformationsellipsoides an. Aus dem Wert V ergibt sich die Deformation D nach der Tabelle 8 auf S. 287 und der graphischen Darstellung auf Taf. 4. Die Berechung der Deformationswerte aus den Messungen ist mit Hilfe des Rechenschiebers oder der Tabellen im allgemeinen in weniger als einer Minute auszuführen.

Man kann von dem eben beschriebenen Berechnungsgang auch abweichen und auf die Bestimmung der V-Werte ganz verzichten. Man bestimmt in diesem Fall V_p, zieht aus dem Quadrat die Kubikwurzel und erhält dann einen Wert D_{cp}, den man ebenso auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ zurückführen kann wie den Wert V_p, und der nur mit $\sqrt[3]{f}$ multipliziert zu werden braucht, um das Endresultat zu erbringen. Es muß hier darauf verzichtet werden, mathematisch zu begründen, weshalb man auch in dieser etwas vereinfachten Weise rechnen kann. Über diese Methode folgen auf S. 280 nähere Angaben.

Ursprünglich kreisförmige Fossilien (Fall 1) lassen die Schnittellipse V_p ohne weiteres erkennen, ebenso die Richtung der Streckung. Sie wären damit ideale Anzeiger für Gesteinsdeformation. In der Praxis liegen die Dinge jedoch nicht ganz so. Die häufigsten kreisförmigen Fossilien sind Crinoidenstielglieder, die gewöhnlich in der Form von Abdrücken erhalten sind. Die kompakte Kalksubstanz dieser Fossilien hat offenbar der Deformation erheblichen Widerstand geleistet, denn in mageren und fetten Tonschiefern sind die Crinoidenstielglieder oft kaum verformt und in sandreichen Schiefern regelmäßig weniger als die anderen Fossilien (vgl. auch Solle, 1953, S. 19—20). Auch in Sandsteinen findet man neben normal verformten auch weniger oder gar nicht deformierte Exemplare (vgl. Bild 6 auf Taf. 2). Wenn man Crinoidenstielglieder für die Deformation auswertet (vgl. Bild 6 auf Taf. 2), kann man also immer nur die am stärksten deformierten Exemplare verwerten. Crinoidenstielglieder in fetten oder mageren Tonschiefern sind kaum je für Deformationsbestimmungen verwendbar. Ein häufiges kreisförmiges Fossil in gewissen Schichten des Unterdevons ist *Pleurodictyum problematicum*, das in der bekannten Ellipsenform, in der es auftritt, die Schnittellipse ebenfalls unmittelbar wiedergeben dürfte. Zu den beinahe kreisförmigen Fossilien gehören die Cephalopoden, die freilich an bestimmte, nur untergeordnet auftretende Gesteinsausbildungen gebunden sind. Sie lassen sich häufig gut für die Bestimmung der Deformation verwenden, besonders dann, wenn ihre Schalen aufgelöst sind und das Fossil nur als Abdruck im Tonschiefer erhalten geblieben ist. In Toneisensteinknollen enthaltene Cephalopoden zeigen dagegen in der Regel keine tektonische Deformation, sondern sind in der Urform erhalten geblieben.

Weit größere Bedeutung hat die Berechnung nach Formel 2 (aus den kurzen und langen Formen nichtkreisförmiger Fossilien

ie ist bei Stücken, die einen rechten Winkel enthalten (Brachiopoden, Triloiten) fast überall anwendbar, auch wenn es sich um einzelne aus den Platten elöste Stücke handelt. Bei Fossilien ohne rechten Winkel (Zweischalern) enötigt man eine größere Anzahl von Exemplaren sowie ausgedehntere Platen, die die Streckrichtung oder die Kreuzlinie klar erkennen lassen. Unter den rachiopoden eignen sich zu Messungen besonders Choneten, Strophomeniden,)rthiden und Spiriferen.

Quellen der Ungenauigkeit bei den Messungen von Fossilien sind:

1. schlechte Erhaltung, insbesondere der Schalenränder,
2. nicht ganz winkelrechte Lage des Fossils zur Streckung,
3. nicht genaue Einregelung der Fossilien in die Schichtung,
4. kleine Ungleichmäßigkeiten der Deformation, die vor allem durch die im Vergleich zum Tonschiefer größere Deformationwiderstandsfähigkeit einzelner Kalkschalen hervorgerufen sind und die ganz lokal auch in einer Verstärkung der Deformation einzelner Fossilien bestehen können.

Praktisch geht man so vor, daß man von jeder Art entweder aus einer einigen Platte oder aus dem gesamten Material des Fundpunktes, soweit es eriesenermaßen die gleiche tektonische Lagerung hat, eine möglichst große Anahl winkelrecht-langer und winkelrecht-kurzer Formen ausmißt und für jede 'orm das Verhältnis des kurzen zum langen Durchmesser errechnet. Diese Werte rdnet man nach der Größe. Einzelne anormal hohe Deformationswerte werden estrichen. Wenn man dann aus etwa der Hälfte der Werte mit dem größeren)eformationsbetrag, also den längsten und kürzesten Formen, den Durchschnitt ieht, dürfte man einen Wert erreichen, der das Ausmaß der Deformation am esten wiedergibt. Man muß nämlich berücksichtigen, daß der Durchschnitt hier icht allein zum Ausgleich von Meßfehlern dient oder zum Ausgleich biologisch edingter Variationen, sondern daß in einer Reihe von Messungen immer solche nthalten sind, die an nicht genau winkelrechten Formen ausgeführt wurden der aus anderen Ursachen die Deformation nicht in vollem Umfange zeigen. us diesen Gründen sollte den Berechnungen immer nur der Durchschnitt der tärker deformierten Formen zugrunde gelegt werden.

Jede Deformation ist um so besser ausgeprägt, je weniger Fossilien in einer chichtfläche angehäuft sind und je dünner die Schalen sind. In Fossilbänken, ie dicht mit Fossilien gefüllt sind, ist die Deformation der Fossilien deswegen veniger regelmäßig, weil immer wieder dickschalige Arten vorhanden sind, die ie Deformation nicht voll zur Auswirkung haben kommen lassen. Diese Ausvirkungen übertragen sich auch auf die benachbarten Fossilien. Da die Defornation durch weniger deformierbare Einschaltungen jeglicher Art in der Regel ur gehemmt, aber selten verstärkt wird, lassen sich Fossilbänke mit unregelnäßig deformierten Fossilien praktisch fast ebensogut auswerten wie andere.)aß es in solchen Bänken, wie oben erwähnt, mitunter Fossilien gibt, die anornal stark verformt sind, muß zugegeben werden. Doch sind solche anormalen)eformationen selten und dann meist leicht zu erkennen und auszuschalten.

In der Regel ist es erforderlich, die rechte und linke Klappe von Zweichalern sowie die Dorsal- und Ventralklappen von Brachiopoden gesondert zu nessen, weil namentlich bei Brachiopoden die verschiedenen Klappen in ihrem Irverhältnis von Länge und Breite voneinander abweichen. Bei manchen Arten, sbesondere bei Zweischalern, bei denen die primären Unterschiede zwischen en beiden Klappen sehr klein sind, kann man auf diese Unterscheidung verchten.

In der Regel wird man die Deformation an ausgewitterten Fossil: an Abdrücken, messen. Messungen an Exemplaren mit erhaltener Ka die in Sandstein und sandigem Tonschiefer stecken, kommen desweg(wenig in Frage, weil unverwitterte Fossilbänke sich meist nicht nach der fläche aufspalten lassen.

Wenn erst einmal die Urformen der wichtigen und häufigen Foss nauer bekannt sind, was bald der Fall sein wird, wird man im allgemeir Berechnungen die Urformen zugrunde legen, weil dabei naturgemäß — gesetzt, daß die Maße der Urformen richtig bestimmt sind — ein] erzielt wird, das die doppelte Genauigkeit aufweist. Die Methode, die mation aus winkelrecht-langen oder winkelrecht-k Formen durch Vergleich mit der Urform zu bestimmen, w vielleicht nach einiger Zeit die Standardmethode zur Bestimm Deformation werden. Auch hier wird man am besten mit Durchschnit arbeiten, die in gleicher Weise zu erhalten sind wie die oben ange; Einige wenige gut erhaltene große und flache Fossilien, die zufällig wir liegen, werden in allen Fällen ebenso gute Resultate bringen wie ma auftretende Brachiopoden, z. B. Choneten, die sich durch die dichte L gegenseitig stören.

Die Methode, die Deformation aus den Winkeln ω zu bestimmen (Nr. 5), ist praktisch wenig verwendbar, da Winkelm(an Fossilien sich weit weniger genau durchführen lassen als Längenme Wenn zu zwei ungenauen Winkelwerten noch ein ebenfalls nicht ganz Winkelwert aus dem Kreuzwinkel φ hinzukommt, tritt eine solche] ungenauer Werte ein, daß ein brauchbares Ergebnis in den meisten Fäll mehr zustande kommt. Viel günstiger liegen die Möglichkeiten zur Best der Deformation aus Winkelmessungen, wenn nur der Winkel ω_m gem werden braucht (Methode des kleinsten Winkels ω (ω_m). Diese Methode ist die einfachste, die es überhaupt gibt. Man braucht (bei einer möglichst großen Anzahl von Brachiopoden ohne Rücksicht Art den Winkel zwischen Area und Medianlinie zu messen. Der Dur der kleinsten Werte wird dem Winkel ω_m am nächsten kommen. Das V der kurzen zur langen Achse der Schnittellipse (V_p) ist dann gleich dem von $\omega/2$. Das Nachschlagen der Tangenswerte aus Logarithmentabellen sich, weil die Werte für alle Deformationsgrade in der Tabelle 2 au aufgeführt worden sind, so daß das Verhältnis V_p dort unmittelbar a werden kann.

Wenn man die Rechenoperationen etwas vereinfachen will, kann ı dem Quadrat von V_p die dritte Wurzel ziehen und erhält dann den Z wert D_c. Eine Faustregel lautet dann $D_c = \omega_m + 10$.

Tabelle 3. Bestimmung der Verkürzung auf der Schichtfläche D_{cp} aus ω_m. Faustregel: $D_{cp} = \omega_m + 10$.

ω_m	V_p	D_{cp} (%)	ω_m	V_p	D_{cp} (%)
85°	0,92	94	55°	0,52	65
80°	0,84	89	50°	0,47	60
75°	0,77	84	45°	0,41	55
70°	0,64	79	40°	0,36	51
65°	0,58	74	35°	0,32	46
60	0,55	69	30°	0,27	42

Man braucht also nur den kleinsten Winkel zwischen Area und Medianlinie der Brachiopoden zu messen und 10 dazuzuzählen, um das ungefähre Maß der Deformation auf der Schichtfläche (D_{cp}) zu erhalten.

Wenn man den erhaltenen Wert nach Tabelle 4 oder der großen Tabelle auf Taf. 4 mit dem Kreuzwinkel φ korrigiert,

Tabelle 4 zur Ermittlung von D_c aus D_{cp} durch Umrechnung mit dem Kreuzwinkel φ.

V_p oder D_{cp}-Werte		Kreuzwinkel φ 75°	60°	45°	30°	15°
		D-Werte				
0,9	90 %	89	87	83	72	58
0,8	80 %	79	76	69	55	36
0,7	70 %	69	65	57	44	
0,6	60 %	59	55	47	41	
0,5	50 %	49	45	39		
0,4	40 %	39	36			

sodann in Tabelle 5 aus D_c den D_a-Wert bestimmt,

Tabelle 5 zur Bestimmung von D_a aus D_c.

D_c	D_a	D_c	D_a
95	103	70	120
90	105	65	124
85	108	60	129
80	112	55	135
75	110	50	141

dann von den erhaltenen Werten zur Berücksichtigung des Raumverlustes in sandigen Tonschiefern

$$(\text{für } \sqrt[3]{f} = \sqrt[3]{0,95} = 0,985) \text{ je } 1,5\,\%$$

in normalen Tonschiefern

$$(\text{für } \sqrt[3]{f} = \sqrt[3]{0,90} = 0,965) \text{ je } 3,5\,\%$$

in fetten Tonschiefern

$$(\text{für } \sqrt[3]{f} = \sqrt[3]{0,85} = 0,945) \text{ je } 5,5\,\%$$

abzieht, erhält man in kürzester Frist einen einigermaßen zuverlässigen Deformationswert.

Wenn V_p gleich oder sehr ähnlich V ist (bei Kreuzwinkeln zwischen 70 und 90°) und man den Raumverlust vernachlässigen kann, ist $D_{cp} = D_c$ und damit unmittelbar das Maß der Verkürzung, aus dem sich die Auslängung D_a aus der Tabelle 5 leicht ablesen läßt.

1. Beispiel:

$\omega_m = 45°$, Kreuzwinkel $\varphi = 80°$, Sandstein,
keine Umrechnung mit φ, kein Abzug für f. $D_{cp} = 55/35$. $D = 55/35$.

2. Beispiel:

$\omega_m = 65°$, Kreuzwinkel $\varphi = 45°$, sandiger Tonschiefer,
$D_{cp} = 74$, $D_c = 63$, $D_a = 126$, abzüglich 1,5% für Vol.-Verl. ergibt $D = 62/124$.

3. Beispiel:

$\omega_m = 85°$, Kreuzwinkel $\varphi = 60°$, Tonschiefer,
$D_{cp} = 94$, $D_c = 92$, $D_a = 104$, abzüglich 3,5% für Vol.-Verl. ergibt $D = 89/100$.
In diesem Falle handelt es sich um eine Deformation mit reinem Volumverlust.

4. Beispiel:

$\omega_m = 80°$, Kreuzwinkel $\varphi = 80°$, fetter Tonschiefer,
$D_{cp} = 89$, $D_c = 89$, $D_a = 106$, abzüglich 5,5% für Korrektur nach f ergibt $D = 84/100$.
Es liegt also auch hier Deformation mit reinem Volumenverlust vor.

Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 2:

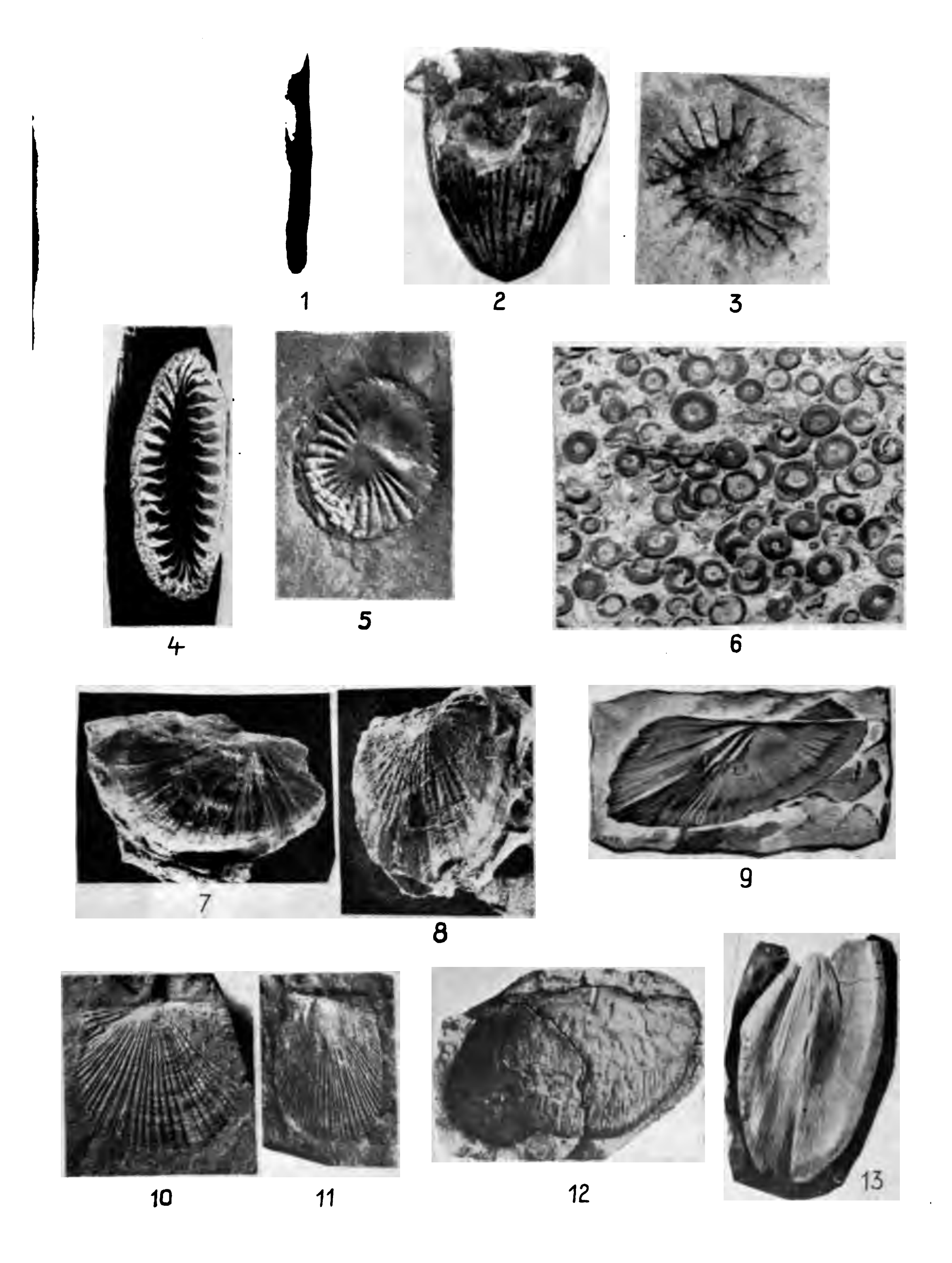
Bild 1—3: Einzelkoralle in fettem Tonschiefer — 2mal —, Unteres Mitteldevon. Rupbachtal bei Laurenburg (Lahn). Schichtung || Schiefrigkeit.
Bild 1: Steinkern quer zur Schiefrigkeit; zeigt die starke Plattdrückung.
Bild 2: Derselbe Steinkern in der Ebene der Schiefrigkeit.
Bild 3: Ein anderes Exemplar, dessen Längsachse quer zur Schiefrigkeit steht, in der Ebene der Schiefrigkeit.

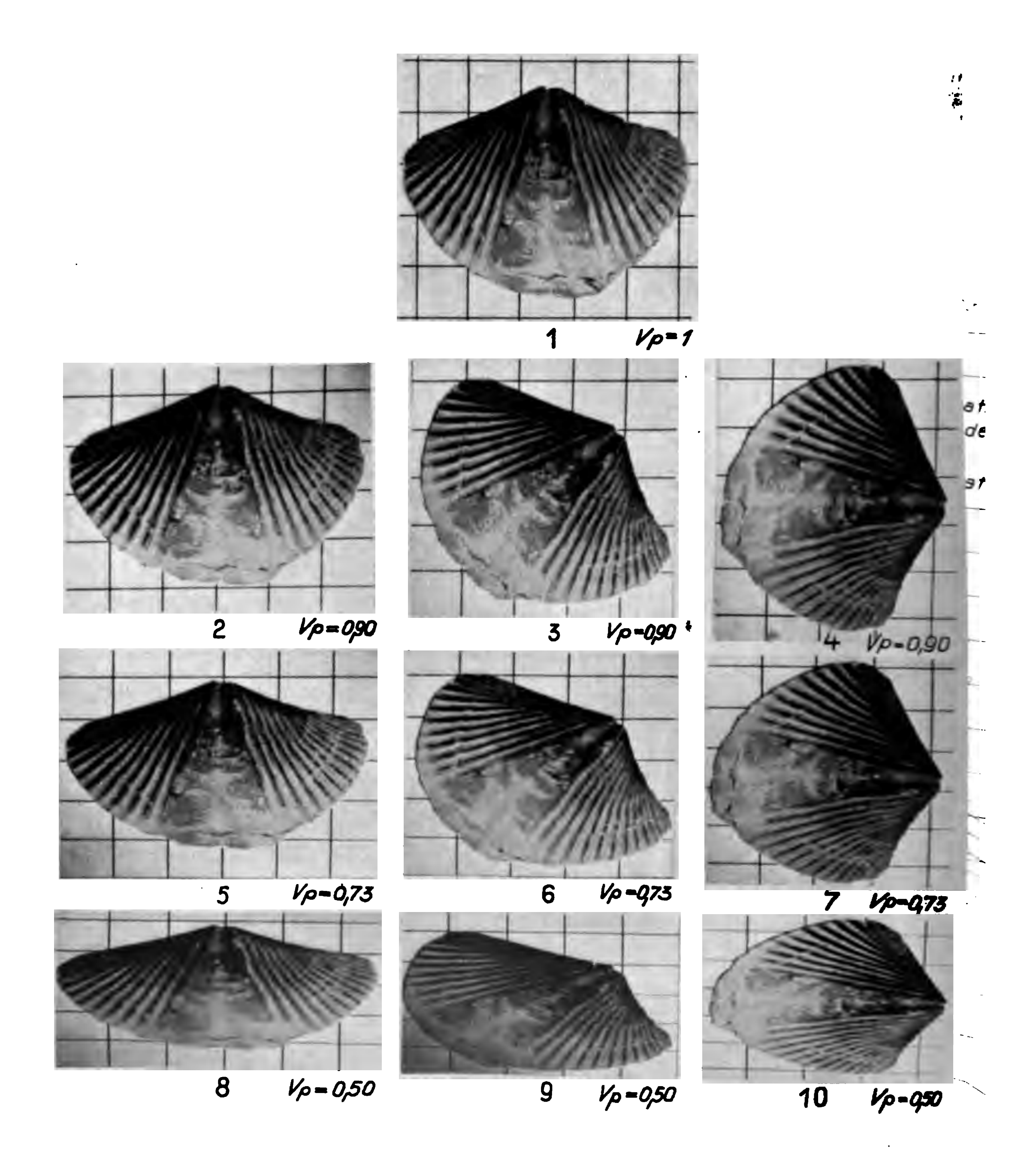
Die Bilder 1—3 zeigen starke Plättung q u e r zur Schiefrigkeit und allseitig etwa gleiche Auslängung in der Schiefrigkeit. Nach Abb. 1 und 2 ist $V = 0{,}17$. Die tektonische Deformation könnte aber höchstens mit etwa $D = 45/130$ angenommen werden, was $V = 0{,}35$ entspricht. Die restliche Plättung (etwa gleicher Größenordnung) kann nur diagenetisch erklärt werden.

Bild 4: Einzelkoralle — 2mal —; Hunsrückschiefer, Grube Abendstern bei Rhaunen, quer zur Schiefrigkeit, nach Mosebach (1951); starke Plattdrückung auf $V = 0{,}27$.
Bild 5: Einzelkoralle — nat. Gr. —, Hunsrückschiefer, Fp. unbekannt. Slg. Geol. Inst. Aachen. In der Ebene der Schiefrigkeit aufgenommen. Trotz starker tektonischer Plattdrückung auf etwa $D_c = 50\%$ fast gleichmäßige Auslängung nach allen Seiten.

Für Bild 4 und 5 ist mit einer Deformation von etwa $D = 47/134$ zu rechnen, was bei einem Volumenverlust von 15% einem V-Wert von 0,35 entspricht. Die stärkere Deformation auf $V = 0{,}27$ ist wohl durch vorherige diagenetische Deformation zu erklären. Auch in Bild 4 dürften also Schichtung und Schiefrigkeit zusammenfallen.

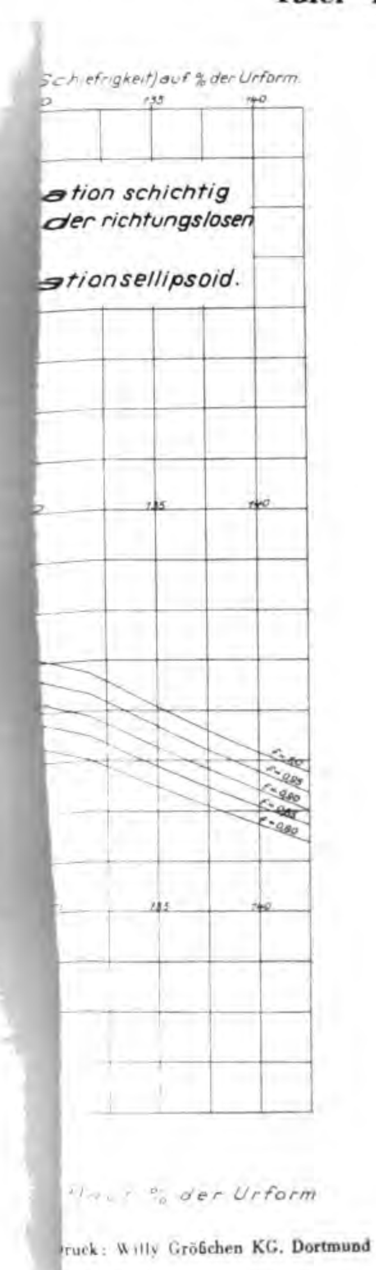
Bild 6: Deformierte Crinoidenstielglieder — 2/3 nat. Gr. — Unteres Mitteldevon, Lindlar (Oberberg.). Die Streckung ist deutlich erkennbar. Die Deformation ist nicht völlig regelmäßig, bedingt durch die (jetzt ausgewitterte) ehedem kompakte Kalksubstanz der Fossilien. Aus den Messungen an den am stärksten deformierten Exemplaren ergibt sich das Verhältnis V_n des kurzen zum langen Durchmesser der Ellipse zu 0,84, die Mindestdeformation D_m demnach zu 89/106 (11% Verkürzung, 6% Auslängung nach allen Seiten in der steil oder saiger einfallenden Ebene quer zur größten Verkürzung).
Bild 7 und 8: *Stropheodonta Sedgwicki*, A. u. V. — etwa nat. Gr. —, Siegen, Forsthaus Hohenroth (Bl. Erndtebrück), Slg. Karl Groß, Geol. Inst. Aachen. Eine breite und schmale tektonische Variation. In der breiten Form: $c_l : a_l = V_l$ = etwa 0,575, in der schmalen Form: $V_k = c_k : a_k = 0{,}90$. Daraus ergibt sich das Verhältnis der kurzen zur langen Achse der Schnittellipse $c_n : a_n = V_p$ zu 0,72. Die Mindestdeformation bei Annahme von 5% Volumenverlust ($f = 0{,}95$) beträgt dann $D_m = 79/110$.
Bild 9: *Stropheodonta (Douvillina) elegans* Drev. — etwa nat. Gr. — Unt. Ems, Bogel bei St. Goarshausen. Aus Fuchs (1915), Taf. 3, Abb. 12. Schiefe Form. $\omega = 50°$, $V_p = 0{,}47$. $D_m = 59/126$ bei 5% Vol.-Verlust.
Bild 10 und 11:
Epen (Süd-Limburg). Aus Dorsman (1945), Taf. 4, Abb. 11 und 10. Linkes Bild: tektonisch lange Form, $V_l = 0{,}92$, rechtes Bild: tektonisch kurze Form, $V_k = 0{,}70$. Daraus ergibt sich $V_p = 0{,}81$, $D_m = 84/104$ bei 10% Vol.-Verl.
Bild 12 und 13: *Orthothetes maior* Fuchs, Dorsal- und Ventralschale — etwa 1/2 nat. Gr. —. Saueressigsmühle b. St. Goarshausen, aus A. Fuchs (1915), Taf. 4, Fig. 1 und 2. Linkes Bild: tektonisch breite (breit-schiefe) Form, $V_l = 0{,}57$, rechtes Bild: tektonisch kurze Form, $V_k = 0{,}60$. Daraus ergibt sich $V_p = 0{,}58$, $D_m = 68/118$ bei 5% Vol.-Verl.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13


1 Vp=1
2 Vp=0,90
3 Vp=0,90
4 Vp=0,90
5 Vp=0,73
6 Vp=0,73
7 Vp=0,73
8 Vp=0,50
9 Vp=0,50
10 Vp=0,50

Die Methode des kleinsten Winkels ω_m bietet den weiteren großen Vorteil, ß es zum Unterschied von allen Längenmessungen ohne Belang ist, an lchen Arten von Fossilien man den Winkel mißt. Man kann also ohne wei- s den Durchschnitt aus Messungen an Brachiopoden verschiedener Arten, sogar an Fossilien aus anderen Tierordnungen mit ebenfalls ursprünglich ten Winkeln, z. B. Trilobiten, verwerten. Auf dieser Einfachheit und uni-

Tafel 4



ruck: Willy Größchen KG. Dortmund



Die Methode des kleinsten Winkels ω_m bietet den weiteren großen Vorteil, laß es zum Unterschied von allen Längenmessungen ohne Belang ist, an velchen Arten von Fossilien man den Winkel mißt. Man kann also ohne weieres den Durchschnitt aus Messungen an Brachiopoden verschiedener Arten, nd sogar an Fossilien aus anderen Tierordnungen mit ebenfalls ursprünglich echten Winkeln, z. B. Trilobiten, verwerten. Auf dieser Einfachheit und uniersalen Anwendbarkeit sowie dem Umstand, daß man in vielen Fällen weder inen Rechenschieber noch eine Tabelle benötigt, um die Deformation zu beimmen, beruht die große praktische Bedeutung dieser Methode. Freilich sind ie Ergebnisse weniger genau als die aus Längenmessungen zu erhaltenden. s ist aber bereits oben begründet, daß es bei der Auswertung der Deformaonsmessungen für tektonische Zwecke zunächst auf solche ganz genauen Erebnisse kaum ankommt.

Bei einiger Übung ist es möglich, aus dem Winkel ω_m, dem Kreuzwinkel nd der Gesteinsart die Deformation aus den Fossilien ohne weitere Messungen nd Berechnungen bis auf etwa 10% genau abzuschätzen. Für genaue Berechngen ist aber zu empfehlen, den systematischen Weg über die großen abellen 7 und 8 auf S. 286 und 287 oder Taf. 4 zu benutzen.

Der Kreuzwinkel φ läßt sich an vielen Handstücken unmittelbar essen. Handelt es sich um Tonschiefer mit nur dünnen sandigen Lagen, so egt der Fall immer eindeutig. Die Schiefrigkeit durchsetzt indessen stark sange Schiefer in stumpferem Winkel als die einschließenden Tonschiefer (die kannte „Brechung“ der Schieferung). Würde man in solchen Fällen den Kreuzinkel φ im Tonschiefer den Deformationsrechnungen zugrunde legen, würden h zu große Deformationswerte ergeben. Setzt man dagegen den gebrochenen reuzwinkel φ im stark sandigen Tonschiefer selbst in die Berechnung ein, so nd die sich ergebenden Deformationswerte wahrscheinlich etwas zu klein. ie sich dann ergebenden Zahlen können bis zur weiteren Klärung dieser age vorerst also nur als Mindestwerte angesehen werden. Sobald indessen r Kreuzwinkel auch im normalen Tonschiefer des Nebengesteins sehr steil : (60—90°), wird man die Deformation in der Regel als die volle annehmen irfen.

In Sandsteinbänken und -platten, die im Tonschiefer eingelagert sind, fehlt e Schiefrigkeit, ein Kreuzwinkel kann also nicht gemessen werden. Wenn die gleitenden geschieferten Tongesteine einen Kreuzwinkel von 60 und 90° aufeisen, wird man die im Sandstein festgestellte Deformation in der Regel etwa r Volldeformation gleichsetzen dürfen, es sei denn, die Sandsteinlage sei lektiv gefältelt (vgl. S. 300). Bei Kreuzwinkeln unter 60° im geschieferten ebengestein wird man bis zur weiteren Klärung die in Sandsteinen gemessenen Werte zweckmäßig zunächst nur als Mindestwerte (D_m) ansehen.

Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 3

e Bilder 1—10 stellen ein Exemplar von *Spirifer laevicosta* VAL. aus dem Unteren Mittelvon von Gerolstein in der Eifel dar. Vergrößerung in Bild 1 = 2mal. Bild 1 stellt das Fossil bst dar, die Bilder 2—10 sind verzerrte Formen, die auf optischem Wege gewonnen wurn. Den Verzerrungsgrad läßt das untergelegte Netz erkennen, das mitverformt wurde; links eite, in der Mitte schiefe, rechts schmale tektonische Variationen, bei verschiedenen Deforitionsgraden (V_p = 0,90, 0,73 und 0,50). Die erhaltenen Bilder entsprechen den natürlich kommenden Exemplaren deformierter Spiriferen. Die dargestellten Exemplare entsprechen ht der Verformung einer Kugel zu einem Rotationsellipsoid, sondern sollen lediglich die ränderung des Verhältnisses von Länge zu Breite und den allgemeinen Habitus der deformierten Fossilien demonstrieren.

In Sandsteinkomplexen ohne geschieferte Toneinlagen (Oberbergische Grauwacke) ist eine Korrektur mit φ nicht möglich. Da in solchen Bereichen die Lage der Hauptebene des Deformationsellipsoids als annähernd saiger bzw. steil südlich einfallend angenommen werden darf, empfiehlt es sich, nur solche Messungen als voll (D) zu bewerten, die in Sandsteinbänken gemessen sind, deren Einfallen zwischen 40° N und 20° S liegt, und alle anderen Werte nur als Mindestdeformationswerte (D_m) aufzufassen.

Kreuzwinkel über 70° können praktisch 90° gleichgesetzt werden (vgl. die Tabelle 7 auf S. 286), so daß sich eine Umrechnung erübrigt. Im übrigen muß bemerkt werden, daß die Umrechnung mit Kreuzwinkeln unter 30°, wie aus der Tabelle 7 und Taf. 4 hervorgeht, meist ziemlich ungenaue Werte ergibt.

Was den Volumenverlust (Faktor f) angeht, so ist rein mathematisch zu berücksichtigen, daß man diesen Faktor stets auch in die Berechnung der Auslängung einsetzen muß. Würde man D_a aus einem mit f korrigierten D_c-Wert nach der Formel $D_a = \sqrt{\frac{1}{D_c}}$ berechnen, so ergäben sich fehlerhafte Resultate.

Die Berücksichtigung des Volumverlustes gestaltet sich rechnungsmäßig insofern sehr einfach, als man die für die Deformation ohne Volumverlust erhaltenen Zahlen nur mit $\sqrt[3]{f}$ zu multiplizieren braucht, um das Ergebnis zu erhalten. Man kann statt dessen auch die in Tabelle 6 angegebenen Prozente von den D_c- und D_a-Werten abziehen.

Tabelle 6. Die Berücksichtigung des Volumenverlustes durch den Faktor f und ihm entsprechende prozentuale Abzüge von den Werten für Deformation ohne Volumenverlust.

Angenommener Volumenverlust	$f = \sqrt[3]{f}$	Abzug in % von D_c und D_a
5%	0,95 = 0,985	1,5
10%	0,90 = 0,965	3,5
15%	0,85 = 0,945	5,5
20%	0,80 – 0,930	7,0

Bei einem D-Wert von 50/141 ohne Volumenverlust und einem angenommenen Volumenverlust von 15% wäre von beiden Werten je 5,5% abzuziehen. Das Ergebnis ist ein Deformationswert mit Volumenverlust von abgerundet D = 47/133. Während beim Einsetzen der Korrekturwerte für f das Verkürzungsausmaß größer wird, wird das Auslängungsmaß geringer.

Für einen D-Wert von 91/106 und einen angenommenen Volumenverlust von 15% ergäbe sich bei einem Abzug von 5,5% ein D-Wert mit Volumenverlust von abgerundet 86/100. In diesem Falle läge eine Deformation mit reinem Volumenverlust vor.

Für einen D-Wert von 95/103 ohne Volumenverlust ergäbe sich, wenn man einen Volumenverlust von 15% annähme und dementsprechend 5,5% abziehen würde, ein Wert von D = 90/97. Es ist leicht einzusehen, daß, da ein Auslängungswert unter 100 nicht möglich ist, der Volumenverlust 15% in diesem Falle zu hoch angenommen worden ist. Der Volumenverlust kann hier, wie sich mit Hilfe des Rechenschiebers leicht ermitteln läßt, nicht mehr als 9% (f = 0,91) betragen. Dies entspricht einem D-Wert von 92/100.

Wie diese Rechenbeispiele zeigen, ergeben sich beim Einsetzen des Korrekturfaktors f alle etwa unter reinem Volumenverlust, also ohne Seiten- und Hochlängung erfolgten Deformationen von selbst. Da der Faktor f zunächst mit einer gewissen Willkür eingesetzt werden muß, is

in Mangel der Methode, der sich im Gebiet starker Deformationen freilich icht wesentlich, um so mehr aber in solchen geringer Verformung, z. B. im Be-eich der Steinkohlenreviere, auswirkt. Es ist aber zu erwarten, daß diese Un-cherheit durch weitere Untersuchungen erheblich eingeschränkt werden kann. uch dort, wo die Korrektur der Deformationswerte durch Einführung des olumenverlustfaktors sich nicht sehr stark auswirkt, empfiehlt es sich dennoch, e vorzunehmen, weil das Ausmaß der Seitenlängung, der wichtigsten tektoni-hen Auswirkung des Deformationsprozesses, sonst zu hoch erscheinen würde.

Zur Erleichterung der Bestimmung der Deformationen sind Zahlen-ıbellen (Tab. 4 und 8 auf S. 281 und 287) aufgestellt worden, an Hand eren man die Umwandlung von V_p und V und die Bestimmung von D aus V ıter Annahme von verschiedenen f-Werten für den Volumenverlust leicht aus-hren kann. Sie sind nur auf zwei Stellen genau ausgeführt worden, weil die itte Stelle unrealistisch ist. Die dadurch entstehenden Ungenauigkeiten sind eist ohne Belang. Während die V_p- und V-Werte durch Dezimalbrüche be-ichnet sind, sind für die D-Werte Prozentzahlen der Urformen verwendet orden, weil die Bezeichnung in dieser Form einfacher ist. Außer den Zahlen-bellen ist eine graphische Tabelle (Taf. 4) für die gleichen Beziehungen ıgefertigt worden. Sie enthält links die Umwandlung von V_p in V mit Hilfe s Kreuzwinkels φ und rechts unmittelbar anschließend die Umwandlung von in D bei Annahme verschiedener Werte für den Volumenverlust.

Aus den bisherigen Ausführungen geht hervor, daß sich in sehr vielen illen zunächst nur Minimalwerte der Deformation (D_m-Werte) be-immen lassen. Da diese Mindestwerte vielfach nicht allzu weit hinter den illen Werten zurückbleiben und die Möglichkeit, auch Vollwerte zu erhalten, den meisten Gebieten gegeben ist, ist dieser Mangel nicht allzu schwer-iegend. Solange es sich vorwiegend darum handelt, die Erscheinung über-ıupt darzulegen und ihre Bedeutung für die tektonischen Probleme eines nzelnen Gebietes klarzustellen, werden die Minimalwerte oft genügen. Erst r die Untersuchung spezieller tektonischer Fragen wird man oft ohne die estimmung der vollen D-Werte nicht auskommen. Diese einwandfrei festzu-gen, wird im Laufe der Zeit aber für alle Gebiete des Rheinischen Gebirges öglich sein.

Da der Deformationsgrad eines Tonschiefers sich auch gefügemäßig aus-ägt, lassen sich die Ergebnisse, die man für die Deformation fossilführenden ›nschiefers erhalten hat, auch auf fossilleere Schiefer übertragen, wenn auch r in groben Zügen. Es wird also möglich sein, zu Vorstellungen über rt und Ausmaß der tektonischen Deformation aller Ton-hiefer, auch in anderen Gebieten, zu gelangen, sofern sie den Rheinischen Schiefergebirge auftretenden ähnlich sind.

Andere Möglichkeiten der Bestimmung der Gesteins-deformation aus deformierten Fossilien.

Zur Ermittlung des Deformationsbetrages aus deformierten Fossilien gibt außer den hier dargestellten noch viele andere Möglichkeiten.

Bei den schichtig verbreiteten Fossilien wird unter der Voraussetzung, daß Fossilien regellos verbreitet sind, das Verhältnis des durchschnittlichen Aus-ıßes jedes einzelnen Fossils in der Richtung der Streckung zu dem durch-ınittlichen Ausmaß quer zur Streckung das Verhältnis V_p, also das Ausmaß r Schnittellipse auf der Schichtfläche, ergeben. Der Nachweis, daß die Fossilien

V_p \ φ	90°	85°	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
1,0	1.0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1.0
0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,97	0,97	0,98	0,97	0,96	0,94	0,92	0,87	0,75
0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	0,97	0,96	0,95	0,93	0,90	0,85	0,75	0,50
0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,96	0,96	0,95	0,93	0,92	0,88	0,85	0,74	0,63	0,37
0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,95	0,95	0,94	0,94	0,94	0,92	0,90	0,87	0,85	0,78	0,67	0,55	0,34
0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,92	0,90	0,87	0,84	0,79	0,72	0,62	0,48	0,30
0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,91	0,90	0,88	0,86	0,82	0,76	0,68	0,58	0,44	
0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,92	0,92	0,91	0,90	0,88	0,86	0,84	0,78	0,73	0,65	0,55	0,42	
0,92	0,92	0,92	0,92	0,92	0,91	0,91	0,90	0,89	0,88	0,86	0,84	0,81	0,75	0,70	0,62	0,53	0,39	
0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90	0,90	0,89	0,88	0,87	0,85	0,82	0,78	0,73	0,68	0,60	0,50	0,37	
0,90	0,90	0,90	0,90	0,89	0,89	0,88	0,87	0,86	0,85	0,83	0,80	0,76	0,72	0,66	0,58	0,48	0,34	
0,89	0,89	0,89	0,89	0,89	0,88	0,87	0,86	0,85	0,84	0,82	0,78	0,74	0,70	0,64	0,56	0,45		
0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,86	0,85	0,84	0,83	0,82	0,76	0,72	0,68	0,62	0,54	0,43		
0,87	0,87	0,87	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,83	0,80	0,77	0,75	0,71	0,66	0,59	0,52	0,42		
0,86	0,86	0,86	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,82	0,80	0,77	0,73	0,69	0,64	0,58	0,50	0,40		
0,85	0,85	0,85	0,85	0,84	0,84	0,85	0,81	0,80	0,78	0,75	0,72	0,68	0,63	0,56	0,48	0,39		
0,84	0,84	0,84	0,84	0,83	0,83	0,82	0,80	0,79	0,77	0,74	0,70	0,67	0,62	0,55	0,47			
0,83	0,83	0,83	0,83	0,82	0,82	0,81	0,79	0,77	0,75	0,72	0,69	0,65	0,59	0,53	0,46			
0,82	0,82	0,82	0,82	0,81	0,81	0,80	0,78	0,76	0,74	0,71	0,68	0,63	0,58	0,52	0,45			
0,81	0,81	0,81	0,81	0,80	0,80	0,79	0,77	0,75	0,73	0,70	0,67	0,62	0,57	0,51	0,43			
0,80	0,80	0,80	0,80	0,79	0,78	0,77	0,76	0,74	0,72	0,69	0,65	0,61	0,55	0,49	0,42			
0,79	0,79	0,79	0,79	0,78	0,78	0,76	0,75	0,73	0,70	0,67	0,64	0,59	0,54	0,48				
0,78	0,78	0,78	0,78	0,77	0,77	0,75	0,74	0,71	0,69	0,66	0,63	0,58	0,53	0,47				
0,77	0,77	0,77	0,77	0,76	0,76	0,74	0,72	0,70	0,68	0,65	0,61	0,57	0,52	0,46				
0,76	0,76	0,76	0,76	0,75	0,75	0,73	0,71	0,69	0,67	0,64	0,60	0,55	0,50	0,45				
0,75	0,75	0,75	0,75	0,74	0,73	0,72	0,70	0,68	0,66	0,63	0,59	0,54	0,49	0,43				
0,74	0,74	0,74	0,74	0,73	0,72	0,70	0,69	0,67	0,65	0,61	0,57	0,53	0,48					
0,73	0,73	0,73	0,73	0,72	0,71	0,70	0,68	0,66	0,64	0,60	0,56	0,52	0,47					
0,72	0,72	0,72	0,72	0,71	0,70	0,69	0,67	0,65	0,62	0,59	0,55	0,51	0,46					
0,71	0,71	0,71	0,71	0,70	0,69	0,68	0,66	0,64	0,61	0,58	0,54	0,50	0,45					
0,70	0,70	0,70	0,70	0,69	0,68	0,66	0,65	0,63	0,60	0,57	0,53	0,49	0,44					
0,69	0,69	0,69	0,69	0,68	0,67	0,66	0,64	0,61	0,59	0,56	0,52	0,48						
0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,66	0,65	0,63	0,60	0,58	0,55	0,51	0,47						
0,67	0,67	0,67	0,67	0,66	0,65	0,64	0,62	0,59	0,57	0,54	0,50	0,46						
0,66	0,66	0,66	0,66	0,65	0,64	0,63	0,61	0,58	0,56	0,53	0,49	0,45						
0,65	0,65	0,65	0,65	0,64	0,63	0,62	0,60	0,57	0,55	0,52	0,48	0,44						
0,64	0,64	0,64	0,64	0,63	0,62	0,61	0,59	0,57	0,54	0,51	0,47							
0,63	0,63	0,63	0,63	0,62	0,61	0,60	0,58	0,56	0,53	0,50	0,46							
0,62	0,62	0,62	0,62	0,61	0,60	0,59	0,57	0,55	0,52	0,49	0,45							
0,61	0,61	0,61	0,61	0,60	0,59	0,58	0,56	0,54	0,51	0,48	0,44							
0,60	0,60	0,60	0,60	0,59	0,58	0,57	0,55	0,53	0,50	0,47	0,43							
0,59	0,59	0,59	0,59	0,58	0,57	0,56	0,54	0,52	0,49	0,46								
0,58	0,58	0,58	0,58	0,57	0,56	0,55	0,53	0,51	0,48	0,45								
0,57	0,57	0,57	0,57	0,56	0,55	0,54	0,52	0,50	0,47	0,44								
0,56	0,56	0,56	0,56	0,55	0,54	0,53	0,51	0,49	0,46	0,43								
0,55	0,55	0,55	0,55	0,54	0,53	0,52	0,50	0,48	0,45	0,42								
0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,52	0,51	0,49	0,47	0,44									
0,53	0,53	0,53	0,53	0,52	0,51	0,50	0,48	0,46	0,43									
0,52	0,52	0,52	0,52	0,51	0,50	0,49	0,47	0,45	0,43									
0,51	0,51	0,51	0,51	0,50	0,49	0,48	0,46	0,44	0,42									
0,50	0,50	0,50	0,50	0,49	0,48	0,47	0,45	0,43	0,41									
0,49	0,49	0,49	0,49	0,48	0,47	0,46	0,44	0,42										
0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,46	0,45	0,43	0,41										
0,47	0,47	0,47	0,47	0,46	0,45	0,44	0,42	0,40										
0,46	0,46	0,46	0,46	0,45	0,44	0,43	0,41	0,39										
0,45	0,45	0,45	0,45	0,44	0,43	0,42	0,40	0,38										
0,44	0,44	0,44	0,44	0,43	0,42	0,41	0,39											
0,43	0,43	0,43	0,43	0,42	0,41	0,40	0,38											
0,42	0,42	0,42	0,42	0,41	0,40	0,39	0,37											
0,41	0,41	0,41	0,41	0,40	0,39	0,38	0,36											
40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,38	0,37	0,35											

Tabelle 7

Zahlentabelle zur Umwand der Schnittellipse V_p in die Sch ellipse quer zur Schiefrigkeit V Hilfe des Kreuzwinkels φ.

Die Tabelle gibt die Werte für das Ver nis V = c : a der kurzen zur langen Achse Deformationsellipsoides (Rotationsellipsoides die sich aus dem Verhältnis $V_p = c_p : a_p$ der zen zur langen Achse der Schnittellipse au Schichtfläche sowie dem Kreuzwinkel φ zw Schichtung und Schiefrigkeit ergeben.

Die Werte links der dicken Linie w um weniger als 3% von V_p ab. Für diese reich, in dem der Kreuzwinkel φ zwischen 7 90° liegt, kann daher V praktisch V_p gleich werden.

;ol.-Verl. 15%		Vol.-Verl. 10%		Vol.-Verl. 5%		Ohne Vol.-Verl.	
f = 0,85		f 0,90		f 0,95		f 1,00	
)c:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:
00	100	100	100	100	100	100	100
99	100	99	100	99	100	99	100
98	100	98	100	98	100	99	101
97	100	97	100	97	100	98	101
96	100	96	100	96	100	97	102
95	100	95	100	96	100	97	102
94	100	94	100	95	100	96	102
93	100	93	100	94	101	95	103
92	100	92	100	93	101	95	103
91	100	91	100	92	101	94	103
90	100	90	100	92	102	93	104
89	100	89	100	91	102	93	104
88	100	89	101	90	103	92	105
87	100	88	101	90	103	91	105
86	100	87	102	89	103	90	105
85	100	87	102	88	104	90	106
84	100	86	102	87	104	89	106
84	101	85	103	87	104	88	107
83	101	85	103	86	105	88	107
82	102	84	104	85	105	87	107
82	102	83	104	85	106	86	108
81	102	83	104	84	106	85	108
80	103	82	105	83	107	85	109
80	103	81	105	83	107	84	109
79	104	81	106	82	108	83	110
78	104	80	106	81	108	83	110
77	105	79	107	80	109	82	111
77	105	78	107	80	109	81	111
76	106	78	108	79	110	80	112
75	106	77	108	78	110	80	112
75	107	76	109	78	111	79	113
74	107	75	109	77	111	78	113
73	108	75	110	76	112	77	114
73	108	74	110	75	113	77	114
72	109	73	111	75	113	76	115

V	Vol.-Verl. 20%		Vol.-Verl. 15%		Vol.-Verl. 10%		Vol.-Verl. 10%		Ohne Vol.-Verl.	
	f 0,80		f = 0,85		f 0,90		f 0,95		f = 1,00	
	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:	Dc:	Da:
0,65	70	107	71	109	73	112	74	114	75	115
0,64	69	108	70	110	72	112	73	114	74	116
0,63	68	109	70	111	71	113	72	115	73	117
0,62	68	109	69	111	70	113	72	115	73	117
0,61	67	110	68	112	69	114	71	116	72	118
0,60	66	110	67	112	69	114	70	117	71	118
0,59	66	111	67	113	68	115	69	117	70	119
0,58	65	112	66	114	67	116	68	118	70	120
0,57	64	112	65	114	66	116	68	119	69	121
0,56	63	113	64	115	66	117	67	119	68	121
0,55	62	114	64	116	65	118	66	120	67	122
0,54	62	114	63	116	64	119	65	121	66	123
0,53	61	115	62	117	63	119	64	121	66	123
0,52	60	116	61	118	63	120	64	122	65	124
0,51	60	116	61	118	62	121	63	123	64	125
0,50	59	117	60	119	61	122	62	124	63	126
0,49	58	118	59	120	60	123	61	125	62	127
0,48	57	119	58	121	59	123	60	126	61	128
0,47	56	120	57	122	58	124	59	126	60	129
0,46	55	121	56	123	58	125	59	127	60	130
0,45	55	122	56	124	57	126	58	128	59	131
0,44	54	123	55	125	56	127	57	129	58	132
0,43	53	124	54	126	55	128	56	130	57	132
0,42	52	125	53	127	54	129	55	131	56	133
0,41	51	126	52	128	53	130	54	132	55	135
0,40	51	127	51	129	52	131	53	134	54	136
0,39	50	128	51	130	52	132	53	135	54	137
0,38	49	129	50	131	51	133	52	136	53	138
0,37	48	130	49	132	50	134	51	137	52	139
0,36	47	131	48	133	49	135	50	138	51	141
0,35	46	132	47	134	48	136	49	139	50	142
0,34	45	133	46	136	47	138	48	140	49	143
0,33	44	134	45	137	46	140	47	142	48	145
0,32	43	135	44	138	45	141	46	144	47	146
0,31	42	137	43	140	44	142	45	145	46	147

Tabelle 8

lentabelle zur Umwandlung der Schnittellipse quer zur igkeit V_p in die Deformation D_c / D_a = D bei verschiedenen turfaktoren f für den Volumverlust.

: Tabelle enthält die Werte für die Deformation, die sich aus der Verkürzung quer igkeit D_c und der Auslängung in der Schiefrigkeit D_a zusammensetzen. Sie ergeben em Verhältnis C : a = V der kurzen zur langen Achse des Deformationsellipsoides ellipsoides) sowie dem angenommenen durch den Faktor f ausgedrückten Volum-

Zahlen oberhalb der dicken Linie bezeichnen Deformation unter reinem Volum- ne Auslängung.

regellos auf den Schichtflächen verbreitet sind, wird freilich nicht immer zu führen sein.

Bei geeigneten Formen läßt sich der Abstand der Berippung in der Streckrichtung und quer dazu ausmessen und auswerten.

Einzelne flache, nicht in der Schichtung liegende Formen können ebenfalls verwendet werden. Man braucht dann nur den Kreuzwinkel φ zwischen der Ebene des Fossils und der Schiefrigkeit zu bestimmen. Von dieser Möglichkeit ist man in Tonschiefern, bei denen die Regelung der Fossilien nach der Schichtung wenig vollkommen ist, häufig genötigt, Gebrauch zu machen.

Ungeregelt eingebettete Fossilien, z. B. kalkig erhaltene Brachiopoden, kann man nur zur Bestimmung der Deformation verwenden, wenn die Lage von Schichtung und Schiefrigkeit bekannt ist. Wenn man begründeten Anlaß hat anzunehmen, daß eine diagenetische Deformation nicht stattgefunden hat, würde sich freilich in diesem Falle ohne Anwendung der oben genannten Formeln die Deformation einfach aus einem Vergleich mit einem nicht deformierten Exemplar der gleichen Art ergeben. In der Praxis ergeben sich freilich dadurch Schwierigkeiten, daß die genaue Orientierung loser Fossilien oft schwierig durchzuführen ist, und daß ferner nicht von allen Arten ohne weiteres unverformte Urformen zu erhalten sind. Auch die bekannten Brachiopoden aus der Eifel sind vielfach tektonisch deformiert, wenn auch meist nur in geringerem Grade.

Die Berechnung der Deformation dreiachsig deformierter Fossilien konnte hier noch nicht behandelt werden, da zu wenig Material vorlag. Da in dreiachsig deformierten Gebieten (Bereiche der gerichteten Schiefrigkeit) die Deformationsbeträge meist sehr bedeutend sind, stößt die Berechnung auf keine größeren Schwierigkeiten, sobald die Urformen der deformierten Fossilien auch nur einigermaßen genau bekannt sind. Auch der Einfluß der diagenetischen Deformation sowie des Volumenverlustes auf die Gesamtverformung tritt infolge des großen Ausmaßes der tektonischen Deformation hier zurück, wodurch sich deren Bestimmung einfacher gestaltet.

18. Die Entzerrung der Fossilien zur Wiederherstellung der Urform

Die Berechnung des Verhältnisses von Länge und Breite der Urform aus schichtig angeordneten deformierten Fossilien (Länge und Höhe bei Zweischalern) ist meist ohne Schwierigkeiten auszuführen. Man kann dazu sowohl Längenmessungen wie Winkelmessungen verwenden. Ebenso wie bei der Bestimmung der Deformation benötigt man keine Orientierung der Stücke. Während man für die Berechnung der Deformation aber den Kreuzwinkel φ kennen und den Volumenverlust durch den Faktor f berücksichtigen muß, ist dies für die Berechnung der Urform nicht erforderlich. Es ist deshalb möglich, jede Schichtplatte mit Fossilien zu verwenden sowie die meisten Abbildungen der Literatur, denn es braucht weder Lagerung noch Gestein, ja nicht einmal der Fundpunkt bekannt zu sein. Lediglich die dritte Dimension der Fossilien läßt sich mit diesen Methoden zunächst nicht bestimmen.

Zur Ermittlung der Urform aus Längenmessungen braucht man mindestens je eine winkelrecht-kurze und je eine winkelrecht-lange (bei Brachiopoden je eine schmale und eine breite) tektonische Variation der betreffenden Art.

Bei der Deformation wird eine Kreisform auf der Schichtfläche zu einer Ellipse. Wenn die Deformation ohne Volumenverlust erfolgt, ist die entstehende

ipse etwas größer, wenn sie mit Volumenverlust erfolgt, etwas kleiner. Da aber sowohl bei der Berechnung der Urform wie auch bei der Defortion nur auf Verhältniswerte ankommt, sind die absoluten Zahlen für sie ıe Bedeutung. Bei der Berechnung der Urform spielt es also keine Rolle, ob : Fossil mit oder ohne Volumenverlust verformt worden ist. Es ist ferner ıe Belang, ob die Deformation stärker oder schwächer war, da ja alle Fossiı der gleichen Art auf der gleichen Schichtplatte im Regelfall gleich verformt rden sind.

Die Art der Berechnung entspricht dem Prinzip der Berechnungsart 2 für Deformation aus den langen und kurzen tektonischen Variationen (vgl. ɔ. 28).

Für Abb. 28 a gilt die Formel 3 auf S. 262: $V_p = \frac{c_l}{a_l} \cdot \frac{L}{K} = \frac{V_l}{V_U}$

Für Abb. 28 b gilt die Formel 4 auf S. 263: $V_p \frac{c_k}{a_k} \cdot \frac{K}{L} = V_k \cdot V_U$

Wenn die Schnittellipsen V_p gleich sind, gilt also:

$$\frac{c_l}{a_l} \cdot \frac{L}{K} = \frac{c_k}{a_k} \cdot \frac{K}{L} \text{ oder } \frac{V_l}{V_U} = V_k \cdot V_u$$

Die Auflösung nach $\frac{K}{L} = V_u$ ergibt:

$$\frac{K}{L} = \sqrt{\frac{c_l \cdot a_k}{a_l \cdot c_k}} \text{ oder } V_U = \sqrt{\frac{V_l}{V_k}}$$

Die Formel für die Berechnung der Urform aus den winkel:ht-langen und winkelrecht-kurzen tektonischen Varianen der Fossilien (breiten und schmalen Formen bei ıchiopoden) lautet also:

$$\boxed{\frac{K}{L} = \sqrt{\frac{c_l \cdot a_k}{a_l \cdot c_k}} \text{ oder } V_U = \sqrt{\frac{V_l}{V_k}}}$$

Wenn in einem tektonisch langen Exemplar das Verhältnis der verkürzten Seite zur ɛlängten 0,45 beträgt, in einem tektonisch kurzen der gleichen Schichtplatte aber 0,95, so liert man den ersten Wert durch den zweiten, erhält also 0,474, und zieht daraus die zel. Dann ergibt sich 0,69 als das Verhältnis der Kurzseite zur Langseite in der Urform. :en Endes ist dieser Wert nichts anderes als das arithmetische Mittel zwischen den beiden angsverhältnissen (diese als Flächenverhältnisse aufgefaßt).

Wenn die Schnittellipse V_p durch Messungen an anderen Fossilien bekannt kann man auch jede einzelne winkelrechte tektonische Variation (lange oder ɛe) zur Bestimmung der Urform verwenden.

Wenn nach Formel (3) $V_p = \frac{V_l}{V_U}$ ist, dann ist $V_U = \frac{V_l}{V_p}$.

Die Formel für die Bestimmung des Verhältnisses $V_U = \frac{K}{L}$: der Urform von winkelrecht-langen Formen und der ınittellipse V_p lautet also:

(51)
$$V_U = \frac{c_l}{a_l} \cdot V_p = \frac{V_l}{V_p}$$

Wenn nach Formel (4) $V_p = V_k \cdot V_U$ ist, dann ist $V_U = \frac{V_p}{V_k}$.

Die Formel für die Bestimmung des Verhältnisses $\frac{K}{L}$ für die Urform aus winkelrecht-kurzen Formen und der Schnittellipse V_p lautet also:

(52)
$$V_U = \frac{a_k}{c_k} \cdot V_p = \frac{V_p}{V_k}$$

Die Möglichkeit, Urformen auf diese Weise zu errechnen, bietet sich sehr häufig.

Die Bestimmung der Urform aus Winkelmessungen ist noch einfacher auszuführen, doch ist die Genauigkeit geringer.

Wie aus Abb. 33 leicht zu entnehmen ist, sind bei einem Brachiopoden, dessen Area ursprünglich mit der Streckungsrichtung einen Winkel von $\lambda = 45^\circ$ bildete, die Area und die Medianlinie im gleichen Ausmaß ausgelängt worden, weil sie mit der langen Achse der Deformationsellipse den gleichen Winkel bildeten. Wenn dies der Fall ist, muß auch das Verhältnis zwischen Area und Medianlinie das gleiche sein wie in der Urform. Die Formen mit $\lambda = 45^\circ$ sind diejenigen, die nach der Deformation den kleinsten Winkel ω_m zwischen Medianlinie und Area aufweisen, also diejenigen mit der für den betreffenden Deformationsgrad maximalen Schiefe.

Man braucht also unter den von einem Fundpunkt vorliegenden Exemplaren einer Art nur diejenigen herauszusuchen, die den kleinsten Winkel ω erkennen lassen, und bei diesen das Längenverhältnis von Medianlinie zur Area zu bestimmen. Dieses Verhältnis ist stets das gleiche wie bei der Urform.

Die Berechnung der Urform aus den Winkeln ω und ψ, entsprechend der Berechnungsart 5 für die Deformation ist zwar möglich, da sie aber schon wegen ihrer geringen Genauigkeit praktisch bedeutungslos ist, wird auf ihre Behandlung verzichtet.

Die Berechnung der Urformen ist für die Bestimmung der Deformationen deswegen von Bedeutung, weil die Verformung sich mit Hilfe der Urformen leichter und sicherer berechnen läßt, als ohne diese. Aus diesem Grunde wird von dieser Möglichkeit praktisch viel Gebrauch gemacht werden.

Für paläontologische Zwecke genügt es indessen nicht, lediglich das Verhältnis von Länge zu Breite der Urform eines Fossils zu kennen. Es kommt vielmehr darauf an, das Fossil in allen seinen Einzelheiten zu entzerren. Im folgenden soll nur über die Entzerrung der Fossilien in der Ebene der Schichtung berichtet werden.

Wenn man das Verhältnis $V_p = c_p : a_p$ der Schnittellipse auf der Schichtfläche sowie die Lage der Streckung kennt, Befunde, die sich in den meisten Fällen leicht ergeben, lassen sich alle Fossilien, auch solche ohne Symmetrie und in jeder beliebigen Winkellage zur Streckung, mit Hilfe von Gitternetzen auf zeichnerischem Wege entzerren.

ɛmäßig ist es, Photographien für die Entzerrung zu benutzen. Man
Ausführung der Entzerrung das dem V_p-Wert entsprechende recht-
ternetz mit den Achsen c_p und a_p so auf das Bild legen, daß die
ten der Rechtecke mit der Streckung parallel zu liegen kommen. So-
trägt man die Zeichnung auf ein quadratisches Gitternetz. Der Maß-
Gitternetzes kann beliebig gewählt werden.
re Ergebnisse erhält man, wenn man optische Entzerrungs-
en anwendet. Hierfür kommen mehrere Verfahren in Frage, von
r bisher keines zur Vollkommenheit entwickelt werden konnte. Auch

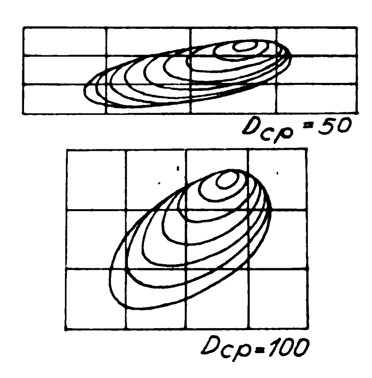


Abb. 40. Entzerrung eines Zweischalers mittels eines Gitternetzes

man zweckmäßig von Photos in der Ebene der Schichtfläche ausgehen.
der Streckung und Deformationsgrad müssen bekannt sein. Ob das
ntzerrungsmaß getroffen ist, läßt sich leicht an untergelegten Gitter-
ntrollieren.
kann auch ohne Bestimmung der Deformation Schichtplatten mit
o weit optisch entzerren, bis alle schiefen Formen winkelrecht und alle
nschließlich der winkelrechten das gleiche Verhältnis von Länge und
eicht haben. Mit einer geeigneten Apparatur könnte man theoretisch
Weise sogar den Deformationsgrad bestimmen. Da die mathema-
erfahren aber sehr viel einfacher sind, kommt dieser Methode wohl
geordnete Bedeutung zu.
die Möglichkeit der photographischen Entzerrung zu demonstrieren,
f. 3, Bild 1—10, eine Brachiopode aus dem Mitteldevon von Gerol-
er Eifel (*Spirifer laevicosta* VAL.) in verschiedenen Verzerrungen auf-
n worden. Die linke Seite der Tafel zeigt eine winkelrecht-schmale
e Variation, die Mitte eine schiefe und die rechte eine winkelrecht-breite
e Variation bei verschiedenen Deformationsgraden, die im einzelnen
n sind. Die Abbildungen entsprechen ganz den tektonischen Varia-
e ähnliche Spiriferen in den tektonisch deformierten Gesteinen er-
ssen.
die Entzerrung nicht schichtig gelagerter Fossilien, die Berücksich-
r diagenetischen Verformung sowie die Bestimmung der Urform in
n Dimension soll später berichtet werden, sobald mehr praktische
en vorliegen.

19. Das Ausmaß der Fossil- und Gesteinsdeformation an einer Reihe von Fundpunkten des Rheinischen Schiefergebirges

Die nachstehende Auswahl von Meß- und Berechnungsergebnissen soll eine erste Übersicht über das Ausmaß der in den verschiedenen Teilgebieten des Rheinischen Schiefergebirges mit Hilfe der Fossilien festgestellten Deformation der Gesteine geben. Alle Fundpunkte liegen im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit.

Von vielen Fundpunkten konnte, weil das Material nicht ausreichend oder der Kreuzwinkel nicht erkennbar war, zunächst nur ein Mindestwert (D_m) angegeben werden. Die mit (L) bezeichneten Angaben beruhen auf der Auswertung von Abbildungen in der Literatur. Hier handelt es sich immer um Mindestwerte, da der Kreuzwinkel in diesen Fällen im allgemeinen nicht bekannt ist.

Von den einzelnen Fundpunkten ist folgendes angegeben:

1. Das Verhältnis V der kurzen Achse zur langen Achse des Deformationsellipsoides, bestimmt aus dem Verhältnis V_p (kurze Achse zur langen Achse der Schnittellipse auf der Schichtfläche) durch Reduktion des Kreuzwinkels auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$.
2. Die Art des Gesteins, in das die Fossilien eingebettet sind, und zwar:

Gestein	Volumenverlust	
S = Sandstein, Grauwacke, Quarzit K = Kalkstein	0%	Volumenverlust bei der Deformation angenommen.
ST = sandiger Tonschiefer TK = toniger Kalkstein	5%	
T = Tonschiefer	10%	

3. Der Genauigkeitsgrad der Messungen:
   D = ± einwandfreie Messungen von Berechnungen, die auf den Kreuzwinkel $\varphi = 90°$ reduziert werden konnten.
   D_m = Mindestwerte bei ungenügendem Material sowie Fehlen sicherer Angaben für den Kreuzwinkel.
4. Die sich unter Berücksichtigung des Volumenschwundes ergebende Gesamtdeformation für das Gestein des betreffenden Fossilfundpunktes (D). Die erste Ziffer gibt die Verkürzung quer zur Schiefrigkeit, die zweite die Seiten- und Hochlängung in der Schieferungsebene an.

	V		D
1. Karbongürtel links des Rheins:			
Schacht Emma (Limburg), Kath.-Niv. (L)	0,86	T	D_m 87/102
Gemmenich (Belgien), Namur (L)	0,77	T	D_m 81/105
Epen (Limburg), Namur (L)	0,72	T	D_m 78/108
Büsbach b. Aachen, Namur (L)	0,74	T	D_m 79/107
2. Karbon des Ruhrgebietes:			
Zeche Zollern I—III b. Dortmund, Kath.-Niv.	0,78	T	D_m 82/105
Zeche Waltrop, Kath.-Niv. (L)	0,77	T	D_m 81/106
3. Oberdevongürtel links des Rheins:			
Montfort (Ourthetal b. Lüttich) Famenne	0,76	S	D_m 83/1[illegible]
Dolhain b. Limburg, Famenne	0,79	S	D_m 85/1[illegible]
Walheim b. Aachen, Famenne	0,76	S	D_m 83/1[illegible]
4. Bergisches Land:			
Aprath, Namur (L)	0,72	T	D_m 78/1[illegible]
Cromford b. Ratingen, Tournai (L)	0,72	TK	D_m 79/1[illegible]
Isenbügel b. Kettwig, Etroeungt	0,72	ST	D_m 79/1[illegible]
Tyrol b. Remscheid, O.Ems	0,59	ST	D_m 69/1[illegible]

:

ıden b. Gemünd, U.Ems	0,59	ST	D_m	69/117
r, Siegen	0,65	ST	D	74/114
dtfeld, U.Ems	0,76	S	D_m	83/110
J.Ems	0,72	S	D_m	80/112
). Gillenfeld, Siegen	0,61	ST	D	71/116
;, O.Ems	0,38	T	D	51/133
ɔergisches Land:				
Lindlar, U.Mitteldevon	0,81	S	D	87/107
Kotthausen, Bl. Gummersb., U.Mitteldevon	0,76	S	D	83/110
Benolpe, Bl. Drolshagen, M.Mitteldevon	0,78	S	D_m	85/109
. Drolshagen, U.Mitteldevon	0,59	ST	D	69/117
ɜrwald und Wied-Gebiet:				
ühle b. Eitorf/Sieg, Siegen (L)	0,78	ST	D_m	84/106
b. Flammersfeld, Bl. Altenkirchen, Siegen	0,77	ST	D	83/107
Bl. Altenkirchen, Siegen	0,71	ST	D	78/110
rland:				
.tfabrik Anzhausen, Siegen	0,64	S	D	74/116
denkmal Herdorf, Siegen	0,59	ST	D	69/117
ʳ. Herdorf, Siegen	0,59	ST	D	69/117
Eisern, Siegen	0,55	ST	D	66/120
·g b. Eisern, Siegen	0,59	ST	D	69/117
land:				
nmer b. Attendorn, O.Mitteldevon	0,76	S	D_m	83/110
·id b. Rönkhausen (Lenne), U.Mitteldevon	0,76	S	D_m	83/110
;tein, Bl. Arnsberg-Süd, O.Mitteldevon	0,75	ST	D_m	81/108
ılsperre b. Eiringhausen, U.Mitteldevon	0,70	ST	D	78/111
ɔhl, Bl. Arnsberg-Süd, O.Mitteldevon	0,49	T	D	60/123
-Dill-Gebiet und Hessisches Hinterland:				
ı, O.Ems.	0,47	T	D	58/124
ördl. Würgendorf, Bl. Burbach, O.Ems	0,47	T	D	58/124
gabel s. Kalteiche, Bl. Burbach, O.Ems	0,41	T	D	53/130
Mitteldevon	0,65	K	D	75/115
·nzer Gebiet:				
erg b. Winningen, U.Ems	0,72	S	D_m	80/112
l b. Rhens, Koblenzquarzit	0,72	S	D	80/112
ustal b. Koblenz, U.Ems	0,65	S	D_m	75/115
diaturm b. Bad Ems, O.Koblenz	0,52	ST	D	64/122
:h/Lahn, O.Ems	0,52	ST	D	64/122
Ems—Kemmenau b. km 1,8, O.Ems	0,47	ST	D	59/126
ei-Gebiet:				
laus b. Wellmich, U.Ems	0,55	ST	D	66/120
Freilichtbühne, U.Ems	0,53	ST	D	64/121
:shausen, U.Ems	0,50	ST	D	62/124
ıell b. Lierscheid. U.Ems	0,51	ST	D	63/123
:ler Berg b. Bornich, Hunsrück-Sch.	0,49	ST	D	61/125

Saueressigmühle b. Bornich, U.Ems	0,48 ST	D	60/125
Hahnplatte b. Bornich, Hunsrück-Sch.	0,43 ST	D	56/130
Nähe Dachschiefergrube Glückauf b. Weisel, Hunsrück-Sch.	0,41 ST	D	54/132

20. Überblick über das Ausmaß der Gesteinsdeformation im Rheinischen Schiefergebirge auf Grund der Deformation der Fossilien

Wenn man aus den Einzelergebnissen über das Ausmaß der Gebirgsdeformation, die in Aufschluß und Handstück gewonnen worden sind, Schlüsse auf die Gesamtdeformation ziehen will, ist folgendes zu berücksichtigen:

Die Träger der Gebirgsverformung sind die in den meisten Gebieten des Schiefergebirges absolut vorwiegenden tonigen Gesteine. Alle stark sandigen Schiefer sowie die Sandsteine und Kalksteine sind generell weniger deformiert als die Tonschiefer. Zu einem großen Teil wird dieser Unterschied durch Fältelungen und Kleinfaltungen, Störungen und Zerreißungen, Ausdünnungen, Mineralklüfte und auch durch jene Richtungsänderung der Schiefrigkeit in den weniger deformierbaren Einlagerungen, die seit langem als „Brechung" bekannt ist, ausgeglichen. In allen sandigen Schiefern, Sandsteinen und Kalksteinen sind also die Fossilien durchweg weniger verformt als im Tonschiefer. Demnach sind zur Beurteilung der regionalen Gebirgsverformung die in den Tonschiefern festgestellten größeren Deformationswerte maßgebend. Dies wirkt sich deswegen stark aus, weil die Mehrzahl der Fossilfundstellen in Kalksteinen, Sandsteinen und starksandigen Tonschiefern liegt.

Wenn man also aus Messungen und Berechnungen an deformierten Fossilien auf die regionale Verformung des Gebirges schließen will, wird man sich in erster Linie an die in den Tonschiefern festgestellten Werte halten müssen. Die in den Sandsteinen und stark sandigen Schiefern ermittelten Verformungsbeträge werden dagegen vielfach, wenn nicht meistens, hinter dem wahren Verformungsausmaß des Gebietes zurückbleiben. So betrachtet, gibt die Tabelle, deren Werte, wie oben begründet, wegen bestimmter Messungsungenauigkeiten (D_m-Werte) bereits vielfach zu klein sind, für die Beurteilung der regionalen Deformation weiterhin meist zu kleine Werte an.

Daß der Volumenschwund, der beim Deformationsprozeß in den tonigen Gesteinen eingetreten ist, den Verkürzungsgrad vermindert, ist bereits oben begründet worden. Sollte sich herausstellen, daß mit Volumenverlusten gerechnet werden muß, die über die hier eingesetzten Werte hinausgehen, so würden die Verkürzungsbeträge größer werden, die Werte für die Auslängung sich indessen vermindern. Im umgekehrten Falle würden aber die Auslängungsbeträge etwas größer werden, als in der Aufstellung angegeben.

Je größer die Gesteinsdeformation ist, um so geringer wird der anteilig Einfluß des Volumenverlustes. Der Deformationswert für V = 0,35 (der etw der größten bisher festgestellten Deformation entspricht) wird

ohne Volumenverlust 50/141;

mit 10% Volumenverlust (wie hier angenommen) 48/137;

mit 20% Volumenverlust, was kaum vorstellbar ist, aber immerhin n' im Bereich der Möglichkeit liegt, 46/131

betragen.

Selbst bei Annahme eines derart hohen Volumenverlustes würden sich

itgeteilten D-Werte, insbesondere was die Auslängung angeht, für den
ı starker Deformation nicht grundlegend ändern.
'enn man mit Hilfe der Fossilien die Deformation des sie einschließen-
steins bestimmen kann, so wird es im Laufe der Zeit möglich sein, diese
ıisse durch lithologischen Vergleich auf alle geschieferten Gesteine zu
ıgen, so daß man später in der Lage sein wird, allein aus der Intensität
ıiefrigkeit eines Gesteins Schlüsse auf den ungefähren Deformationsgrad
ıen. Man würde auf diese Weise auch zu einer einigermaßen begründeten
lung über Art und Ausmaß der Deformation von Schiefergesteinen ge-
können, die keine Fossilien enthalten.
ı im Regelfalle die geschieferten Tongesteine die Träger der Gesteins-
ation sind, und die Schiefrigkeit in ihnen regional ± gleichmäßig aus-
t ist, gelten die an den Einzelfundpunkten festgestellten Deformations-
ür das gesamte gleichartig geschieferte Gebiet.
enn man die im letzten Kapitel mitgeteilten Einzelergebnisse für die
tdeformation des Schiefergebirges auswertet, so ergibt sich folgendes:
ı die Schiefrigkeit durchweg steil einfällt, entspricht die Verkürzung quer
ıiefrigkeit auf Beträge bis zu 53% der ursprünglichen Ausdehnung der
ıe in dieser Richtung einer Querverkürzung des gesamten Gebirges.
tektonisch gut bekannten Steinkohlenrevieren erreicht die Verkürzung
em Ausmaß von 13—21% (entsprechend einem D_c-Wert von 79—87%)
inmal die Hälfte der aus dem Faltenbild ablesbaren Gesamtverkürzung
Querrichtung. Dieses Beispiel läßt deutlich erkennen, daß die durch die
ısverformung hervorgerufene Querverkürzung nur einen Teil der gesam-
hrend der Orogenese eingetretenen Querverkürzung ausmacht.
ktonisch weit bedeutsamer als die Querverkürzung ist die Hoch- und
ndere die Seitenlängung, die im Gefolge des Deformationsprozesses ein-
n ist. Diese Auslängungsbeträge sind sehr erheblich. Schon im Bereich
feren Oberkarbon und Unterkarbon am Nordrand des Schiefergebirges
en sie nach den oben mitgeteilten Werten 5—8%. Von Nordwesten nach
en nehmen sie im großen und ganzen zu und erreichen in den einzelnen
en folgende Beträge:

Oberdevongürtel bei Aachen und Düsseldorf .	8—10%
Unterdevon der Eifel	10—17%
Oberbergisches und Bergisches Land . . .	7—17%
Westerwald und Wiedgebiet	6—10%
Siegerland	16—20%
Sauerland	10—22%
Lahn-Dill-Gebiet und Hess. Hinterland . .	16—24%
Koblenzer Gebiet	12—26%
Loreleigebiet	20—32%

iese Zahlen dürfen, weil sie nur auf einer relativ geringen Zahl von Mes-
beruhen, nur als rohe Annäherungswerte betrachtet werden und tragen
ınnigfaltigkeit der Verhältnisse im einzelnen nicht Rechnung.
ı im höchsten Oberkarbon des Kohlengürtels mit Seitenlängung wahr-
ch nicht mehr zu rechnen ist, kommt man zu dem Ergebnis, daß mit
regionalen Unterschieden der Auslängungsbetrag im Rheini-
ı Schiefergebirge quer zum Generalstreichen, also
W nach SO, generell von 0 auf etwa 30% zunimmt.
as Ergebnis, daß die Gesteinsdeformation mit einer

Seitenlängung des Gebirges von großem Ausmaß verbunden ist, ist die tektonisch bedeutsamste Erkenntnis, die sich aus der Möglichkeit ergibt, die Deformation der Gesteine mit Hilfe der deformierten Fossilien zu errechnen.

Im Bereich der dreiachsigen Deformation des östlichen Sauerlandes (gerichtete Schieferung) ist nach den bisherigen Befunden mit einer Verkürzung des Gebirges senkrecht zur Schieferung bis auf 40 oder 30% und weniger, einer Seitenlängung ähnlichen Ausmaßes wie im Bereich der richtungslosen Schieferung und einer „Hochlängung" auf den doppelten Betrag der Ausgangsform des Gesteins und mehr zu rechnen. Da das Einfallen der Schieferung aber durchweg sehr flach ist, ergibt sich für diesen Bereich freilich keine Querverkürzung in der Horizontalebene, sondern im Gegenteil eine Auslängung in dieser. Dieses flache Einfallen ist das Ergebnis einer Kippbewegung (Externrotation im Sinne SANDERS), die nach dem Prozeß der Gesteinsdeformation in diesem Bereich, durch Einwirkung der Schwerkraft auf die ungewöhnlich stark aus dem Faltenspiegel herausgepreßten Tonschiefermassen erfolgt sein dürfte (beginnende Deckfaltentektonik).

21. Tektonische Deformationen der Fossilien in anderen Gebieten

Wie schon aus einer Reihe von Fußnoten in diesem Aufsatz ersichtlich, ist die Kenntnis der Fossildeformation um die Mitte des vorigen Jahrhunderts von englischen Forschern ausgegangen. PHILIPPS (1843) und SHARPE (1847) waren die Beziehungen zwischen Fossildeformation und Schiefrigkeit in vielen Einzelheiten bereits bekannt. HAUGHTON versuchte (1856) als erster das Problem der Fossildeformation auch mathematisch zu behandeln und kam dabei u. a. zu dem wichtigen Ergebnis, daß die Fossilien zusammen mit dem sie einschließenden Gestein in vielen Fällen so verformt sind wie eine Kugel zu einem Rotationsellipsoid.

In Frankreich war es DUFET, der (1875) weitere wertvolle Erkenntnisse brachte, ohne freilich das Problem in seiner Gesamtheit wesentlich weiter fördern zu können.

Der Altmeister der Schweizer Geologie, ALBERT HEIM, ist den in dieser Arbeit mitgeteilten Erkenntnissen bereits sehr nahe gewesen (1875, insbesondere S. 63, 1921) ohne sie freilich letzten Endes eindeutig formuliert zu haben. Dies gilt vor allem für die Verschiedenheiten zwischen der richtungslosen („laminaren") und der gerichteten („linearen") Schiefrigkeit, wie auch für die Folgerungen aus der Gefügekunde, der Deformation der Ooide in Oolithgesteinen und der Verformung der Fossilien auf die Querverkürzung und die Hoch- und Seitenlängung der deformierten Gesteine.

Eine eingehende Würdigung der grundlegenden Arbeiten der älteren Forscher muß einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben.

Aus dem Flyschschiefer von Glarus sind deformierte Fossilien schon 1886 durch WETTSTEIN beschrieben worden (vgl. die Ausführungen ALBERT HEIMS 1921, S. 87—89). In neuester Zeit hat sich STÜSSI (1950) mit dem gleichen Thema befaßt. Beide Forscher haben die Deformation auch mathematisch behandelt. Auf diese Weise gelang es ihnen, verformte Fossilien auf ihre Urform zurückzuführen. Es muß indessen bemerkt werden, daß es sich, wie insbesondere aus den Ausführungen ALBERT HEIMS hervorgeht, hier ausschließlich um Fossilien handelt, die schichtig ausgebreitet sind und in deren Einbettungsgestein Schich-

ung und Schiefrigkeit zusammenfallen. Sie können demnach verglichen werden mit den Fossilien im Hunsrückschiefer (Bild 5 auf Taf. 2). Während aber im Hunsrückschiefer auf den Schichtflächen, die mit der Schiefrigkeit zusammenfallen, nur richtungslose oder beinahe richtungslose Plättung festzustellen ist, finden wir an den Schweizer Fundpunkten gerichtete Plättung. Diese Verschiedenheiten entsprechen dem verschiedenen Charakter der Schiefrigkeit in beiden Gebieten: im Hunsrückschieferbereich richtungslose, an den Schweizer Fundpunkten vorwiegend gerichtete Schiefrigkeit. Während es sich in dem ersten Fall um zweiachsige Deformation (Rotationsellipsoid mit kurzer Achse) handelt, liegt im zweiten Fall dreiachsige Verformung vor.

Bei den Arbeiten der Schweizer Autoren ist vielleicht nicht so recht berücksichtigt worden, daß quer zu Schichtung und Schiefrigkeit eine starke Verkürzung eingetreten ist, die nach den Erfahrungen an ähnlich geartetem Gestein im Rheinischen Schiefergebirge auf etwa 50% der ehemaligen Ausdehnung in dieser Richtung zu schätzen ist. Diese Verkürzung wird keinesfalls durch die gerichtete Deformation auf der Schichtfläche ausgeglichen, die Stüssi in seiner Arbeit abbildet. Das bedeutet, daß in der Ebene der Schiefrigkeit eine allseitige Auslängung stattgefunden haben muß, die lediglich in der Richtung der Streckung der Fossilien stärker gewesen ist.

Für die Entzerrung der Fossilien besagen diese Feststellungen, daß die von Stüssi entzerrten Formen zwar die Verhältnisse von Länge zu Breite richtig wiedergeben, daß aber die eigentliche Urform etwas kleiner gewesen sein muß, weil die allseitige Auslängung des Materials noch nicht berücksichtigt wurde. Die Gesamtdeformation könnte man nur mit Hilfe von Fossilien bestimmen, die quer oder in einem Winkel zur Schiefrigkeit ausgebreitet sind. Unter der Voraussetzung, daß die Verkürzung quer zur Schiefrigkeit sehr erheblich ist, könnten Stüssis Bilder, insbesondere die der wenig deformierten Stücke, wie des *Pectornis glaronensis* auf S. 523 sowie die *Chelonia Knorri* auf S. 524 und 525 bereits als Belege dafür gelten, daß in diesem Gebiet eine allseitige Auslängung in der Ebene der Schiefrigkeit eingetreten ist, bei der auch die Seitenlängung sehr beträchtlich war. Dieses Ergebnis entspricht der Feststellung, daß im Schweizer Flyschgebiet neben der gerichteten auch richtungslose Schiefrigkeit auftritt, und zwar innerhalb des zu Tafelschiefer verwendeten Materials (vgl. S. 301).

Die Deformation der Fossilien in der voralpinen Schweizer Molasse hat zuerst eingehend A. Fanck (1928) in einer Züricher Dissertation behandelt. Fanck hat als erster die drei tektonischen Variationen der deformierten Fossilien (lange, kurze und schiefe Formen) und ihre Beziehungen zu den Richtungen der Gesteinsdeformation bildlich klar dargestellt, jedoch ohne den Versuch einer mathematischen Auswertung zu machen. Wichtig ist sein durch zahlreiche Bilder belegter Nachweis, daß viele bisher als besondere Arten beschriebenen Formen des voralpinen Tertiärs lediglich tektonische Variationen der gleichen Art sind.

Die große Bedeutung der tektonischen Fossildeformation für die Paläontologie hat auch R. F. Rutsch (1949) hervorgehoben, der auch weitere diesbezügliche Arbeiten aus der Schweizer Molasse angeführt und im übrigen eine ausgezeichnete Übersicht über den damaligen Stand des Problems gegeben hat.

Aus dem Molassegebiet von Peissenberg (Oberbayern) hat unlängst G. Voll (1953) deformierte Fossilien beschrieben. Hier sind nach Voll die Fossilien, ebenso wie im Rheinischen Gebirge, regional und ± gleichmäßig verformt. Voll

bildet ursprünglich kreisförmige Planorben ab, die auf der Schichtfläche zu Ellipsen geworden sind. Die lange Achse dieser Ellipsen liegt nach VOLL parallel zur Achse der Großfalten. Andere Abbildungen zeigen Muschelbänke mit Knickungen unter Einengung quer zu Schichtung und Faltenstreichen. VOLL schließt aus seinen Beobachtungen auf eine Deformation des gesamten Gesteinskomplexes der Peissenberger Molasse, bei der (1953, S. 142) „keine dehnenden Teilbewegungen erfolgten" und „die plastischen Verformungen völlig im Porenvolumen geschluckt" wurden.

Ein Vergleich mit dem Rheinischen Schiefergebirge ergibt, daß VOLLS Beobachtungen über die räumliche Anordnung der deformierten Fossilien weitgehend übereinstimmen mit den Verhältnissen im Steinkohlengürtel am Nordrand des Schiefergebirges, wo, wie im Molassebereich Bayerns, die Achsen der Falten ± horizontal liegen und die Streckung der Fossilien den Faltenachsen parallel ebenfalls ± horizontal verläuft. VOLLS Deutung entspricht der Deformation unter reinem Volumverlust, wie sie im westdeutschen Steinkohlengürtel ebenfalls vorkommt. Der Deformationsgrad liegt nach VOLLS Abbildungen bei mindestens D = 80/100. Falls man, wie VOLL, keine Auslängung annimmt, entspräche dies einem Wasserverlust von mindestens 20%. Beim Vergleich mit dem Ruhrkohlengebiet ist zu berücksichtigen, daß das westdeutsche Karbon in weit größere Rindentiefen versenkt war als die Oberbayerische Molasse, beim Einsetzen der Gesteinsdeformation seine Gesteine also weitaus stärker diagenetisch verfestigt waren, als die des Peissenberger Molassegebietes.

22. Einige Folgerungen für Tektonik, Gefügekunde, Lagerstättenlehre und Paläontologie

Wie oben bereits dargelegt, sind die tektonischen Verformungen der Fossilien seit den Zeiten E. KAYSER's von der Wissenschaft wenig beachtet worden. Die Gründe sind leicht zu erkennen. Sie liegen in der seitdem ständig fortschreitenden Spezialisierung, die mitunter Fragestellungen in den Hintergrund treten läßt, die über den Bereich des betreffenden Spezialgebietes allzuweit hinausreichen. Das kleine Kapitel der allgemeinen Geologie, das über die tektonischen Verformungen der Fossilien handelt, ist eines von denen, die sich in eines der üblichen Spezialgebiete der Wissenschaft besonders schlecht einfügen lassen, umfaßt es doch sowohl Tektonik, wie auch Gefügekunde, Sedimentpetrographie, Paläontologie und räumliche Geometrie. Wenn ein solches Schlüsselproblem neu aufgerollt wird, so werden damit Kernfragen unserer Wissenschaft berührt, und zwar solche, die eine Reihe von Spezialgebieten angehen.

Über die Folgerungen aus den Erkenntnissen, zu denen die Klärung des Wesens der tektonischen Verformung der Fossilien und damit der Gesteine im Rheinischen Schiefergebirge geführt hat, können hier nur einige Andeutungen gegeben werden. Es möge dabei berücksichtigt werden, daß dem Verfasser die in diesem Aufsatz dargelegten Befunde schon vor 25 Jahren bekannt waren. Wenn er sich auch während dieser Zeit vorwiegend mit Fragen der Angewandten Geologie hat beschäftigen müssen, so stand ihm doch genügend Zeit zur Verfügung, seine Folgerungen nicht nur im Rheinischen Gebirge, sondern auch in anderen Gebieten Mitteleuropas sowie an Hand von Sammlungsmaterial und Literatur immer wieder eingehend zu durchdenken und zu überprüfen.

1. Allgemeine Tektonik. Die bisherigen Vorstellungen vom tektonischen Bau des Rheinischen Schiefergebirges laufen im wesentlichen immer noch darauf hinaus, daß die Faltung lediglich eine Verkürzung und eine Hoch-

ng hervorgerufen habe, nach der Seite hin aber nichts geschehen sei. Diese
llung beruht auf der einwandfrei richtigen theoretischen Grundlage, daß
hichtgleitfaltung ein zweidimensionaler Vorgang ist. Da aber die Ge-
erformung, die mit nur wenigen Ausnahmen ebenfalls das ganze Rhei-
Schiefergebirge betroffen hat, sich als ein dreidimensionaler Vorgang
gestellt hat, muß die Tektonik des Schiefergebirges heute ebenfalls als
reidimensionale Erscheinung angesehen werden (daher: dreidimen-
ale Tektonik). Die Verformung in der dritten Dimension, also im
ien, ist so erheblich, daß sie fast alle Fragen der allgemeinen und regio-
Tektonik des Schiefergebirges berührt. Dies dürfte in ähnlicher Weise für
roßen Orogene, die geschieferte Gesteine oder kristalline Schiefer ent-
, gelten.

ie Vorstellung, daß im Streichen der Orogene Auslängungen großen Aus-
eingetreten sein können, die sich sowohl über den deformierten Ge-
nassen, wie in der Unterkruste unter ihnen oder auch in der seitlichen
arschaft der Orogene ausgewirkt haben, berührt letzten Endes auch die
menhänge zwischen Gebirgsbildung, Einengungs- und Zerrungstektonik
allgemein sowie die Beziehungen zwischen Orogenese, Vulkanismus und
ismus und greift mit den sich ergebenden Folgerungen für die Entstehung
ebirgsbögen bereits in die Paläogeographie hinein.

on der Gefügekunde her ist übrigens schon vor 1930 B. SANDER zu dem
nis gekommen, daß die Gesteinsdeformation vielfach nicht zwei-, sondern
mensional erfolgt ist. SANDERS Begriff „Wirtelsymmetrie" entspricht dem,
ier als zweiachsig bzw. zweidimensional angegeben wird, während SANDERS
bische Symmetrie" (1931) der dreiachsigen Deformation dieses Aufsatzes
icht. In seinem Buch von 1948 erscheinen die Verformungen in der dritten
nsion als „Bewegungen || B".

llgemeintektonische Folgerungen aus den gefügekundlichen Feststellungen
932) W. SCHMIDT (S. 60—64) gezogen. Obwohl SCHMIDT (S. 64) schreibt,
ie vom Verfasser (BREDDIN) „geäußerte Ansicht, daß das Deformations-
id ein Rotationsellipsoid sei, auf Zweifel stoßen wird", entsprechen doch
Folgerungen für die allgemeine Tektonik weitgehend den hier und früher
erfasser (1930, 1931 a und b) dargelegten, sind lediglich etwas allgemeiner
en. In der Tektonik haben sich jedoch diese Folgerungen W. SCHMIDTS
allgemein durchsetzen können. Erst neuerdings ist die Rolle der Seiten-
ng bei den Deformationsprozessen auch von E. CLOOS in den U.S.A. wieder
r betont worden.

ie Auslängung der Orogene im Streichen folgt übrigens nicht allein aus
euen Feststellungen über die Verformung der Fossilien, sondern ergibt
ualitativ bereits aus dem Befund, daß die Schiefrigkeit im größten Teil
hiefergebirges richtungslos ist. Die Erkenntnis, daß die Gesteine quer zur
rigkeit verkürzt worden sind, hat sich, wie eine Durchsicht der neuesten
tur ergibt, in letzter Zeit allgemein durchsetzen können. Daß die ent-
enden Auslängungen in richtungslos geschiefertem Material nach allen Sei-
eichmäßig vor sich gegangen sind, ist schließlich eine recht naheliegende
rung, aus der sich eine Seitenlängung großen Ausmaßes ohne weiteres
.

. Beziehungen zwischen Faltung und Schiefrigkeit im
nischen Gebirge. Diese Fragen sind in der Literatur der letzten
ft behandelt worden. Es muß berücksichtigt werden, daß Schichtgleit-
g und Gesteinsdeformation zwei wesensverschiedene Erscheinungen sind,

die zwar auf die gleiche tangentiale Beanspruchung zurückgehen, aber an Ort und Stelle nicht gleichzeitig vor sich gegangen sein können. Die Gesteinsverformung ist vielmehr örtlich in der Regel der Schichtgleitfaltung gefolgt. Über die überörtlichen Beziehungen zwischen Gesteinsdeformation und Faltung sollen damit keine Aussagen gemacht werden. Durch Verformung schon vorhandener Schichtgleitfalten bei der Gesteinsdeformation ist die Faltung indessen fortgesetzt worden. Dieser „deformierten Schichtgleitfaltung“ wird der Hauptteil der in den geologischen Karten und Profilen dargestellten Falten des Rheinischen Schiefergebirges angehören. Die Gesteinsdeformation hat darüber hinaus in den sandigen und kalkigen Einlagerungen der Tongesteine eine dritte überaus verbreitete Faltenart hervorgerufen, die nur auf diese Einschaltungen und ihre Umgebung beschränkt ist, aber auch die Mineralgänge vielfach in ähnlicher Weise betroffen hat. Diese „selektive Faltung“ besitzt Spannweiten von 10 m bis 1 mm und darunter. Ihr enger ursächlicher Zusammenhang mit der Gesteinsdeformation ist leicht daran zu erkennen, daß die Achsen der selektiven Falten stets mit der Kreuzlinie zwischen Schiefrigkeit und Schichtung zusammenfallen. Mit diesen generellen Ausführungen sollen nur die Grundzüge der Beziehungen zwischen Schieferung und Faltung umrissen sein, wie sie sich nunmehr darstellen.

3. Die Störungstektonik (Abschiebungen, Verschiebungen und Überschiebungen) des Rheinischen Schiefergebirges verdankt mit Ausnahme der meisten Überschiebungen ihre Entstehung vorwiegend der tektonischen Gesteinsdeformation und ist in erster Linie auf Verformungsungleichheiten zurückzuführen, wie sie im besonderen durch die Verschiedenheit der Gesteinsart, Unterschiede im Streichen zwischen Schichtung und Schieferung, Änderung der Gesteinsdeformation nach der Tiefe u. ä. hervorgerufen werden. Dies dürfte ebenso generell wie für den Einzelfall gelten.

Die Seiten- und Hochlängung führte in den weniger stark deformierten Gesteinsbänken, Gesteinspaketen und Schichtfolgen sowie bei nach unten zunehmender Gesteinsdeformation zur Entstehung offener Spalten, die sich meistens schon während ihres Aufreißens mit Mineralmaterial aus den Nebengesteinen füllten, also zur Entstehung der Mineralgänge. Störungen und Mineralgänge sind also in weitem Umfange Auswirkungen des gleichen tektonischen Grundvorganges.

4. Gefügekunde. W. Schmidt und B. Sander verdanken wir die Entstehung des neuen Wissenschaftszweiges der Gefügekunde. Das Gefüge der Gesteine ermöglicht überall Aussagen über die Art der Gesteinsdeformation. Beide Forscher sind bei ihren Untersuchungen von den kristallinen Schiefern, insbesondere denen der Ostalpen, ausgegangen. Hier herrschen indessen kompliziertere tektonische und damit naturgemäß auch kompliziertere Gefügeverhältnisse als im Rheinischen Schiefergebirge. Eine systematische gefügekundliche Untersuchung in Gebieten mit einfachen Gefügeverhältnissen, wie sie z. B. im Rheinischen Schiefergebirge vorherrschen, hat dagegen bisher noch nicht stattgefunden. [Mosebachs schöne Untersuchungen (1953), die sich freilich nur auf einige wenige Stücke beschränken, sind bislang die einzige Ausnahme.]

Die komplizierten Deformationsarten, die B. Sander in seinen Arbeiten beschreibt, sind im Rheinischen Schiefergebirge nur ganz untergeordnet oder gar nicht vertreten. Die richtungslose Schieferung aber, die hier die größten Bereiche einnimmt, scheint — wenn man B. Sanders Bücher daraufhin prüft — in den Ostalpen nicht vorzukommen, denn sie wird in diesen nirgends angeführt. Im westalpinen Bereich tritt richtungslose Schieferung dagegen gelegentlich auf.

B. im Flysch von Frutigen (Berner Oberland). Die von dort stammenden, r Schiefertafeln verwendeten kalkigen Tonschiefer sind richtungslos geschie-:t, wie der Verfasser sich an einer käuflich erworbenen Schweizer Schiefertafel erzeugen konnte. Vergleicht man das Schweizer Material mit rheinischem ıchschiefer, so dürfte der Deformationsgrad kaum geringer einzuschätzen sein. ·r gleiche Befund gilt übrigens auch für den bekannten Tafelschiefer aus dem ılm von Lehesten in Thüringen.

Die richtungslose Schieferung zeigt das einfachste überhaupt denkbare :tonische Gefüge, nämlich richtungslose Einregelung nach einer einzigen iche. Diese entspricht der einfachsten tektonischen Gesteinsdeformation, die ırmaldruck hervorbringen kann, nämlich die allseitig gleichgroße Auslängung ıkrecht zur Richtung des wirksamen Druckes. Ganz banal ausgedrückt, ist ·ser Vorgang letzten Endes nichts anderes als der gleiche Effekt, der sich gibt, wenn man eine Tonkugel platt tritt. Aus dieser einfachen Grund-formation entwickeln sich im Rheinischen Gebirge die weniger verbreiteten mplizierteren Formen der dreiachsigen Deformation und die dreiachsige ationale Deformation mit Ausbildung von „Gleitbrettern" (vgl. Abb. 9—14).

Die einfachen „primären" tektonischen Gefüge, die im Rhei-chen Gebirge in den normalen Tongesteinen auftreten, sind sowohl makro-ɔpisch wie mikroskopisch leicht und sicher zu erkennen. Die Befunde an ihnen hen in vollem Einklang mit den Ergebnissen aus der Deformation der Fossi-n, so daß es zwischen Gefügekunde und den Ergebnissen aus der Deformation r Fossilien im Rheinischen Gebirge keinerlei Widersprüche gibt und vielleicht ch sonst nicht zu geben brauchte.

Die „sekundären" tektonischen Gefüge, deren Entstehung auf n Komplikationen beruht, die die schlecht oder gar nicht deformierbaren Ein-ıaltungen der Tongesteine beim Deformationsprozeß hervorrufen, sind im ızelnen viel mannigfaltiger als die primären. Weitaus die meisten gefüge-ndlichen Darlegungen und Abbildungen in der Literatur über das variszische ·birge in Deutschland beziehen sich auf solche sekundären Gefüge. Für die ·urteilung des Charakters der Deformation wird man sich aber in erster nie an die „primären" Gefüge halten müssen, die nicht solche interessanten ıerschnitte bieten, aber den wahren Charakter der Deformation weit besser ‹ennen lassen.

5. Kristalline Schiefer haben durchweg ein dreiachsiges tektonisches ·füge. Die Deformationen sind hier im Ausmaß größer, im einzelnen kom-zierter und regelmäßig stärker mit Umkristallisation verbunden als im Rhei-ichen Schiefergebirge. Es liegt indessen nahe anzunehmen, daß jede orogene ·steinsdeformation von Anfang an mit den einfachsten Formen begonnen hat, ß also kristalline Schiefer zunächst das Stadium der richtungslosen Schiefrig-it mit ihrer zweiachsigen Deformation durchlaufen haben, aus dem sich nn später die gerichtete Schiefrigkeit mit ihrer dreiachsigen Deformation so-e die primären rotationalen Deformationen entwickelten. Auch das Vorstadium r tektonischen Deformation unter reiner Wasserauspressung könnte man sich häufiges Urstadium der Regionalmetamorphose vorstellen. Aus diesen Be-·hungen könnten sich Rückschlüsse für die Art der Verformungen im kristal-en Schiefer ergeben, deren Beurteilung ja durch das Fehlen von Fossilien ır viel schwieriger ist als bei den einfachen Deformationen des Rheinischen hiefergebirges.

6. Entstehung der Schieferung (Schiefrigkeit). Die neuen Er-nntnisse über die Art der Deformationen im Bereich der richtungslosen

Schiefrigkeit wirken sich auch auf die Vorstellungen von der Entstehung der Glimmerlamellen aus, die die Spaltbarkeit und damit die Schiefrigkeit der geschieferten Gesteine hervorrufen. Diese Glimmerlamellen sind sicherlich primär durch winzige Teilbewegungen im Gestein hervorgerufen, die, wie alle solche Differentialbewegungen zwischen festen Körpern, den Charakter von Scherbewegungen hatten. 1951 haben aber MOSEBACHS Untersuchungen wahrscheinlich gemacht, daß diese gerichteten Glimmerplättchen nur die Ansatzpunkte gebildet haben, auf denen sich die eigentlichen Glimmerlamellen durch Kristallisation erst zu ihrer heutigen Form entwickelt haben. MOSEBACHS Folgerungen finden ihre Bestätigung darin, daß ein großer Teil der feldspatführenden Tuffe und Eruptiva im Rheinischen Schiefergebirge zu Serizitgrauwacken und -schiefern bzw. Grünschiefern umgewandelt worden ist, bei denen etwa eine ähnliche Deformation eingetreten ist, wie in den Tonschiefern. Die Glimmerlamellen können in diesen Gesteinen aber nur durch Umkristallisation aus Feldspat entstanden sein, da ja Ton ursprünglich in diesen Gesteinen gar nicht vorhanden war.

Wenn somit die Schieferung im Rheinischen Gebirge durch differentielle Scherbewegungen mit anschließender Umkristallisation erklärt werden kann, so liegt kein Anlaß vor, die Flächen der Schiefrigkeit noch weiterhin als „Scherflächen" zu bezeichnen oder gar von einer „Durchscherung" der Gesteine zu sprechen. Durch diesen Sprachgebrauch wird immer wieder die Vorstellung erweckt werden, als sei die Schieferung das Ergebnis einer Scherbeanspruchung, bei der die Spaltflächen das Ergebnis von Scherbewegungen des Materials auf der einen Seite einer Schieferfläche gegen das Material auf der anderen Seite wäre. Davon kann aber nach den Ergebnissen dieses Aufsatzes keine Rede mehr sein. Um solchen Mißverständnissen aus dem Wege zu gehen, wäre daher vorzuschlagen, die mit dem Wortstamm „Scher" gebildeten Begriffe auf solche Erscheinungen zu beschränken, an denen die scherenden Bewegungen unmittelbar nachweisbar sind und auch in diesem Falle den Begriff nicht über die wirkliche Größenordnung der Einzelbewegungen hinaus auszudehnen. Da letzten Endes alle tektonischen Vorgänge, Abschiebungen und Überschiebungen ebenso wie auch die Schichtgleitfaltung, unter Scherbewegungen erfolgt sind, deren Einzelausmaße zwischen etwa 1 und 10 μ bei der Gesteinsdeformation und 100 km bei den größten Deckenüberschiebungen schwanken können, muß jede generalisierende Anwendung des Begriffes Scherung (Durchscherung, Zerscherung, Scherungstektonik, Scherfaltung usw.) problematisch sein, besonders wenn sie sich auf größere Bereiche beziehen soll.

7. Lagerstättenlehre. Wie im Abschnitt über die Folgerungen für die allgemeine Tektonik dargelegt, müssen die Mineralgänge der großen Orogene mit Schiefrigkeit im Regelfalle als Ergebnis der Hoch- und Seitenlängung der Gesteinsmassen während der Phase der tektonischen Gesteinsdeformation erklärt werden (vgl. auch BREDDIN 1930).

Die offenen Spalten, die im Gefolge der tektonischen Gesteinsdeformation entstanden, füllten sich bereits während des Aufreißens mit Mineralsubstanz aus dem Nebengestein („petrogene" Mineralien). Auf den erzführenden Mineralgängen sind eben den meist vorwiegenden Absätzen aus petrogenen Lösungen auch solche magmatogenen Ursprungs enthalten (vgl. auch BREDDIN 1934, 1935).

Was hier über leere und erzführende Mineralgänge gesagt ist, dürfte im Prinzip auch für andere Orogene mit Schiefrigkeit gelten, z. B. die Caledoniden Norwegens und die Alpen.

8. **Paläontologie.** Die neuen Erkenntnisse über die tektonische Defor-
ıation der Fossilien bringen zum erstenmal wohl in größerem Umfang die
aläontologie in unmittelbare Beziehung zur Tektonik. Damit erwächst der
aläontologie eine neue und wertvolle, freilich auch deshalb etwas ungewohnte
ufgabe, weil sie nicht ganz ihrer bisherigen Forschungsrichtung entspricht, die
. weitgehend auf die geologische Chronologie eingestellt ist.

Andererseits bringt die Erkenntnis des Wesens der tektonischen Deforma-
on auch für die Paläontologie unmittelbar Neues. Es wird nunmehr möglich
in, alle tektonisch deformierten Formen auf ihre Urform zurückzuführen, und
war so, daß verzerrte und entzerrte Formen einer Art sowie auch entzerrte
ormen verschiedener Arten miteinander verglichen werden können. Damit ist
e Möglichkeit gegeben, die tektonischen Variationen, die in dieser Arbeit be-
hrieben wurden, von den biologischen klar abzugrenzen. Dies gilt im beson-
eren für die langen und kurzen tektonischen Variationen der Zweischaler und
e breiten und schmalen der Brachiopoden, die im paläontologischen Schrift-
ım bisher vielfach noch als biologische Variationen angesprochen worden sind
ıd vor allem in älteren Publikationen gelegentlich auch als besondere Arten
scheinen mögen.

Eine Revision der Zweischaler und Brachiopoden des westdeutschen Devon
ıd Karbon auf der Grundlage einer Entzerrung aller Belegstücke würde sicher-
h dazu beitragen, die Unterschiede zwischen den Arten klarer zu erkennen
ıd diese besser voneinander abzugrenzen. Da manche Variationen und Arten
Fortfall kommen können, würde sich das Gesamtbild der Faunen vielleicht
bersichtlicher gestalten. Bei Neubeschreibungen von Fossilien wäre zu er-
ägen, ob man nicht grundsätzlich die entzerrten Formen gleich neben dem Ori-
nal abbilden soll.

Die Notwendigkeit, die tektonische Deformation zu berücksichtigen, wächst
it der Verfeinerung der Methoden der Paläontologie. So können „biometrische"
lethoden (Pastiels 1953) nur dann wirklichen Erfolg versprechen, wenn neben
en biologischen Gesichtspunkten auch die tektonische Deformation der Fossilien
erücksichtigt wird.

Zusammenfassung

In weiten Bereichen des Rheinischen Schiefergebirges sind die Fossilien
ktonisch deformiert. Diese Verformungen sind durch den Vorgang der tek-
nischen Gesteinsdeformation hervorgerufen worden, der in der Schiefrigkeit
er Gesteine besonders auffällig zum Ausdruck kommt. Die Fossilien bilden
gelmäßig gestaltete Vorzeichnungen in den Gesteinen, die es ermöglichen,
rt und Ausmaß der Deformation auf mathematischem Wege einwandfrei zu
mitteln. Im Bereich der richtungslosen Schiefrigkeit, die den größten Teil des
heinischen Schiefergebirges einnimmt, sind die Gesteine so deformiert wor-
en, wie eine Kugel zu einem Rotationsellipsoid mit kurzer Achse, dessen Kreis-
hnitt mit der Schiefrigkeit zusammenfällt. Da die Schiefrigkeit gewöhnlich steil
nfällt, ist eine Querverkürzung des Gebirges und damit zugleich eine Hoch-
ıd Seitenlängung eingetreten. In untergeordneten Bereichen findet man auch
ne dreiachsige Deformation mit längerer nach aufwärts gerichteter Achse. Ihr
ıtspricht die gerichtete Schiefrigkeit.

Zur Berechnung des Ausmaßes der Verformung der Fossilien und Gesteine
urde eine Reihe verschiedener Methoden entwickelt, die auf Längenmessungen,
'inkelmessungen oder einem Vergleich mit der Urform basieren. Dabei wurde

auch der Volumenverlust berücksichtigt, der bei den Deformationsprozessen in den tonigen Gesteinen eingetreten sein muß. Ferner wurden Methoden entwickelt, um aus den deformierten Fossilien das Ausmaß der Urform errechnen zu können. Auch auf zeichnerische und photographische Methoden zur Entzerrung der Fossilien wurde hingewiesen.

Aus der Zusammenstellung der Meßergebnisse einer größeren Anzahl von Fundpunkten im Rheinischen Schiefergebirge ergibt sich, daß neben einer beträchtlichen Querverkürzung eine Seitenlängung im Generalstreichen eingetreten sein muß, und zwar im nördlichen Schiefergebirge um 5—10%, im mittleren um 15—20% und im südlichen um 20—30%.

Aus den neuen Erkenntnissen über die Gesteinsverformung mit Hilfe der deformierten Fossilien ergeben sich gewisse Folgerungen für die allgemeine Tektonik, für die Beziehung zwischen Faltung und Schiefrigkeit und die Entstehung der Störungen im Rheinischen Gebirge, für einige Fragen der Gefügekunde, für das Problem der Entstehung der Schiefrigkeit, für die Lagerstättenlehre und für die Paläontologie, die jedoch in diesem Aufsatz nur angedeutet werden konnten.

Schriften

Born, A.: Über Druckschieferung im variszischen Gebirgskörper. Fortschr. Geol. u. Pal. 7. H. 22, Borntraeger 1929.

Breddin, H.: Eisenspatsandsteine und Spateisensteingänge im Siegerlande. Steinmann-Festschrift. Geol. Rdsch. **17 a**, 1926, S. 267—309.

— Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. Geol. Rdsch. **21**, 1930, S. 367—388.

— Über das Wesen der Druckschieferung im Rheinischen Schiefergebirge. Centr.Bl. Min Abt. B, 1931, S. 202—216 (1931 a).

— Die Entstehung der Bruchtektonik im rheinisch-westfälischen Industriebezirk. Der Bergbau 1931, Nr. 25 (1931 b).

— Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge und ihrer Störungen im Zusammenhang mit dem Vorgang der Druckschieferung. Z. D. G. G. **86**, 1934, S. 333—344.

— Die Entstehung der Siegerländer Spateisensteingänge durch Lateralsekretion. Glückauf 71, 1935, S. 821—830.

Cloos, E.: Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. Geol. Soc. Am. Bull. **58**, 1947, S. 848—918.

— Appalachenprofil in Maryland. Geol. Rdsch. **41**, 1953, S. 145—160.

Dorsman, L.: The marine Fauna of the Carboniferous in the Netherlands. Geol. Sticht. Heerlen, C—IV—3—3, 1945.

Fanck, A.: Die bruchlose Deformation von Fossilien durch tektonischen Druck und ihr Einfluß auf die Bestimmung der Arten. Diss. Zürich, 1929.

Fuchs, A.: Hunsrückschiefer und Unterkoblenz im Mittelrheingebiet. Abh. G. L., N. F. 79, 1915.

Haughton, S.: On slaty cleavage and the distortion of fossils. London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine a. Journ. of Science **12**, 1856, S. 409—421.

Heim, A.: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel 1878.

— Geologie der Schweiz, Bd. 2. Die Schweizer Alpen 1921.

Hellmers, J. H.: Die Deformation von Crinoidenstielgliedern im Rheinischen Schiefergebirge. Diss. Bonn 1950. Unveröffentlicht.

Janettaz, Ed.: Mémoire sur les clivages des roches (schistosité, longrain). — Bull. Soc. géol. France (3), **12**, 1884, S. 211—236.

Kayser, E.: Lehrbuch der Geologie. 6. Aufl. 1921. Allgemeine Geologie, Bd. II.

Mosebach, R.: Zur Petrographie der Dachschiefer des Hunsrückschiefers. Z. D. G. G. **103**, 1951. S. 368.

Pastiels, A.: Étude biométrique des Anthracosiidae du Westphalien A de la Belgique: Les Carbonicola du toit de la couche « Huit Paumes », Bassin de Charleroi. Ass. Étude Paléont. Stratigraph. Houillèresm, Brüssel, 1953, Publ. Nr. **16**.

Phillips, J.: On certain movements in the parts of stratified Rocks. — Report of the thirteenth meeting of the British Assoc. for the Advancement of Science. Cork, 1843. Notices and abstracts of miscellaneous communications to the sections 1844, S. 60.

κ, H.: Die pelomorphe Deformation bei den jurassischen Pholadomyen und ihr
fluß auf die bisherige Unterscheidung der Arten. — Schweiz. Pal. Ges., **42**, 1917,
—67.
-Bernburg, G.: Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen
dem Gebiet von Warstein, Westfalen, 1952). Z. D. G. G. **104**, S. 94—98.
R. F.: Die Bedeutung der Fossil-Deformation. Bull. Ver. Schweiz. Petroleumgeol.,
Nr. 49, S. 5—18, 1949.
B.: Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien 1930.
führung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Bd. I. Springer, Wien 1948.
, W.: Tektonik und Verformungslehre. Borntraeger, Berlin 1932.
D.: On slaty Cleavage. — Quart. Journ. Geol. Soc. of London, **3**, 1847, S. 74.
.: Die Spiriferen der Gruppe Arduennensis intermedius im Rheinischen Devon. Abh.
s. L.A. f. Bodenf. **5**, 1953.
.: Die Entzerrung des Protornis glaronensis. Vierteljahrsbeitrag. Naturf. Ges. Zürich
).
déformation des fossiles. Schweizerische Bauzeitung 1950.
.: Zur Tektonik der Molasseverformung. Geol. Bav. **17**, 1953, S. 135—143.
ɪɴ, A.: Über die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. — Abh. Schweiz. Pal.
., **13**, 1886.

Zum Problem der tektonischen Verformung der Fossil im Rheinischen Schiefergebirge

(Diskussionsbemerkung zu einem Vortrag von H. BREDDIN)

Von B. ENGELS, Mainz

Auf Grund verformter Fossilien schlußfolgert BREDDIN eine entsprei quantitative Längs- und Hoch[1])-Dehnung im Paläozoikum des Rheinischen fergebirges. Selbstverständlich ist das Beobachten, Feststellen und Ven der tatsächlichen Verformungen wissenschaftlich von großem Wert, so daß Untersuchungen unbedingt zu begrüßen sind. Dagegen bestehen m. E. liche Bedenken sowohl hinsichtlich des von BREDDIN zugrunde gelegte formungsvorganges als auch der oben angedeuteten Schlußfolgerungen.

Die Verformungsvorgänge dürften wesentlich komplizierter s BREDDIN offenbar (gemäß seinen Ausführungen) voraussetzt, so daß : näherer Betrachtung als Basis für jene weitreichenden Schlußfolgerunge fragwürdig erscheinen. So erschweren beispielsweise folgende Umständ eine quantitative Auswertung der verformten Fossilien:

1. Häufig liegen schon auf engstem Raum — z. B. im Handstückber neben verformten auch unverformte Fossilien. Offensichtlich hängen Gröl Richtung der Deformation u. a. weitgehend von den örtlichen petrograpl und tektonischen Gegebenheiten ab.

Die Abhängigkeit von der Gesteinsart kommt z. B. in d sache zum Ausdruck, daß die Verformung in Tonschiefer meist wesentli schieden ist von einer solchen in Grauwacke oder Quarzit; in Kieselgalle die Fossilien häufig kaum verdrückt, während sie in der unmittelbare gebung besonders stark deformiert erscheinen; usw.

Die tektonische Beanspruchung in Falten-Scharnieren ist als auf den Falten-Schenkeln; auch die verschiedenen Faltenschenkel si unterschiedlich beansprucht, desgleichen normal oder invers liegende ten; usw.

2. Die größte Streckung der Fossilien fällt nicht immer mit der Schni zwischen Schichtung und sichtbarer Schieferung — der Kreuzlinie BREDI zusammen, weil anscheinend noch anders gerichtete und völlig übe „Schieferungen" oder auch nachträgliche „Schubklüftung" und dergleich entsprechende Verformung hervorgerufen haben.

3. Die „tektonische" Deformation ist auch abhängig vom inneren A der äußeren Gestalt und der räumlichen Lage der Fossilien, weil di metrisch oder mineralogisch-physikalisch ausgezeichneten Richtungen trächtliche Kerbwirkungen ausüben. Diese Einflüsse werden bei Untersuc von deformierten Ooiden (E. CLOOS 1947) z. T. gegenstandslos.

4. Es ist außerdem noch mit vor- und frühdiagenetischen Verformun

[1]) Besser: Statt Hochdehnung von Vertikaldehnung sprechen, da auch (etwa i der Unterströmungstheorie) an „Tiefdehnung" infolge einer Zerrung nach unten zu de

chnen, z. B. unter dem Einfluß des Belastungsdruckes oder von subaquatischen utschungen und dergleichen.

Schon aus den voraufgehenden Ausführungen geht hervor, daß eine quan-:ative Erfassung der tektonischen Verformung äußerst schwierig und gewagt :. Gegen hierauf fußende Schlußfolgerungen für eine quantitative „ängs- und Hoch-Dehnung" des gesamten Rheinischen Schiefergebirges er-·ben sich indessen noch größere Bedenken, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Es handelt sich hierbei um Extrapolationen von Kleinbereichen über ein oßes Gebiet hinweg, ohne daß die Homogenität der Verformung gewähr-stet ist.

2. Die Querwellungen (Achsengefälle bzw. Kulminationen und Depressionen r Faltenachsen) hat man bekanntlich bisweilen als Querfaltung angesprochen d daraus — im krassen Gegensatz zu Breddin — sogar eine „Längs-Verkür-ng" (Pressung) abgelesen, die somit — etwa durch „Ausplätten" — ebenfalls quantitativen Schlußfolgerungen verleiten könnte. Wenn aber — wohl mit :cht — im Achsengefälle keine Querfaltung bzw. Pressung zum Ausdruck mmt, so muß zwangsläufig eine Streckung bzw. Längsdehnung der Schichten im Ausweichen nach oben oder unten stattgefunden haben. Möglicherweise nügt bereits die damit verbundene Streckung, um die von Breddin gefolgerte ingsdehnung zu erklären.

Zusammenfassend ergibt sich aus dem Dargelegten, daß man aus ·n von Breddin vorgetragenen Untersuchungsergebnissen bislang weder eine ıalitative noch eine quantitative Längsdehnung des gesamten Rheinischen hiefergebirges schlußfolgern kann.

Wesentlich anders — wenn auch nicht weniger schwierig, besonders im inblick auf eine quantitative Erfassung — liegen die Verhältnisse hinsichtlich ner „Vertikal-Dehnung" (Hochdehnung Breddins).

Der Briloner Galmei-Distrikt

Mit 7 Abbildungen und 5 Tafeln

Von W. SCHRIEL, Göttingen

Inhalt

I. Morphologisch-entwicklungsgeschichtlicher Überblick

Das Gebiet des Briloner Galmei-Distriktes gehört zum nordöstlichen Teil Rheinischen Schiefergebirges, das hier morphologisch als Rumpffläche ent- :elt ist.

Die Briloner Hochfläche im weiteren Sinne wird von mitteldevonisch-ober- ›nischen Kalken (vorwiegend Massenkalken) aufgebaut, die stark zur Ver- tung neigen. Der tektonische Wechsel dieser Kalke mit Tonschiefern des ons oder Kulms im Gebiet des Briloner Hochplateaus läßt jene unruhige dschaft entstehen, wie sie sich unseren Augen zwischen Brilon und Rösen-

beck zeigt. Dagegen zeigen die Kalke ein von Trockentälern durchzogenes v lehmtes Hochplateau, aus dem lediglich einzelne Kalkklippen hervorragen.

Die Zeit, in der diese Landschaft ihr heutiges Bild erhielt, liegt, sel geologisch gesehen, weit zurück; dennoch sind wir in der Lage, die Entstehu des heutigen morphologischen Bildes genau zu verfolgen.

Während der Devonzeit und bis ins unterste Oberkarbon (Namur) w das Briloner Gebiet Meer. Erst in jung-oberkarbonischer Zeit im Zuge der astu schen Faltung verlandete es. Sedimente, die jünger sind als Namur, fehlen.

Während dieser Faltung, vor allem aber am Ende des Karbons und i Rotliegenden, wurden die Falten des Variszischen Gebirges abgetragen. Be reits in dieser Zeit erfolgte die Herausbildung der wich tigsten morphologischen Elemente der heutigen Land schaft des Briloner Gebietes. Es entstand der sog. „Primärrump (Paeckelmann). Die Landoberfläche jener Zeit muß schon die gleichen, dur harte und weiche oder leichtlösliche Gesteine bedingten Höhenzüge und Se ken aufgewiesen haben wie heute. Auch damals haben die Diabase und Kiese schiefer Höhenrücken gebildet, während die Kulmtonschiefer zur Anlage v Senken die Vorbedingung boten. Auch der Massenkalk lag frei und die Ve karstung konnte einsetzen, soweit das Klima des Rotliegenden, der Trias u des Juras eine Verkarstung erlaubte. So dürfte bereits in dieser Zeit auf d Spalten die Entstehung der Kalkspatgänge eingesetzt haben. Es ist möglic daß die älteste Kalkspatgeneration, die sich durch ihre rote Farbe auszeichn schon damals entstand.

Mit dem jüngsten Perm tritt von Osten her das Zechsteinmeer an d inzwischen entstandene reich gegliederte Landschaft heran. Aber nur der O teil des Briloner Gebietes gerät in den unmittelbaren Küstenbereich des Zec steins. Doch schon zu Anfang des Mesozoikums, vor allem am Ende der Jur zeit und vor Ablagerung der Oberen Kreide wird die Zechsteinbedeckung u auch der im Osten abgelagerte Buntsandstein wieder abgetragen.

Erst mit dem Cenoman transgredieren von Norden, von der Münstersch Bucht her, die oberen Kreideschichten. Die südliche Grenze der Kreide wi bestimmt durch das Auftreten verkieselter Überreste der sandig-konglomer tischen Basalschichten des Cenomans. Im großen und ganzen scheint d Sauerländer Grünsteinzug im Gebiet der Hoppecke und der Diemel die sü liche Küste des Kreidemeeres gebildet zu haben. Daraus ergibt sich, daß na der Verlandung am Ausgange des Karbons der größte Teil des Massenkal gebietes der Briloner Hochfläche erst mit Beginn der Oberkreide unter d Meer geriet und damit der Verkarstung entzogen wurde. Diese Tatsache i wichtig, da die präcenomane Verkarstung durch Bildung von Hohlräumen z einem Teil die Vorbedingung für die Entstehung der postcenomanen Pb-Z Lagerstätten schuf.

Das Meer der Oberen Kreide hat sich nicht lange im Briloner Gebiet g halten. Bereits am Ende der Kreidezeit brachten starke orogenetische B wegungen (laramische Faltung Stille's) das Meer zum Rückzug und dam setzte mit Beginn der Tertiärzeit eine bis zum heutigen Tage herrschen Geokratie ein. In dieser Zeit wurde die Kreidedecke über dem Massenkalk b auf geringe Reste völlig beseitigt und damit das Kalkplateau wieder der Ve karstung preisgegeben, so daß im Tertiär und Quartär sich das heutige Bild d Landschaft, wie wir es vor uns haben, herausmodellierte. Im Gefolge der Ve karstung entwickelte sich die Hydrologie, die im Massenkalkgebiet ihren eigen Gesetzen folgt.

II. Die Hydrologie und der Wasserhaushalt der Briloner Karstgebiete und die Beziehungen des früheren und jetzigen Grundwasserspiegels zur primären und sekundären (Oxydations-)Zone

Die Besprechung der Hydrologie des Briloner Galmei-Distriktes in einem sonderen Kapitel erscheint geboten, da bei der Entstehung der Briloner Galei-Lagerstätten aus der Schalenblende sowohl die jetzige als auch die frühere ige des Grundwasserspiegels eine maßgebende Rolle spielte.

Die Niederschlagsmengen im Briloner Massenkalkgebiet sind hoch und gen jährlich bei 1000 mm und darüber. Trotzdem ist das Kalkgebiet sehr isserarm, da sämtliche Niederschläge sofort versickern und oberflächlich ßendes Wasser nur bei der Schneeschmelze oder während dauernder genfälle im Kalkgebiet gelegentlich zu beobachten ist. Im Gegensatz zu m Massenkalk und der Kreide stehen die Schiefer des Devons und Karbons, denen an Störungen und Schichtgrenzen überall Quellen zu beobachten sind. e Diabase, Grauwacken und gelegentlich auch die klüftigen Kieselschiefer hren Wasser und lassen Quellen zutage treten.

Anders im Massenkalk. Entsprechend der durch die Tektonik vorgezeichten Klüftung und den auflösenden Wirkungen des Wassers ben sich überall Hohlräume gebildet, an denen das Wasser einsickert und n der Oberfläche verschwindet. Die lösende Wirkung des Wassers ruft im ılk eine ständige Vergrößerung dieser Klüfte hervor, und so bilden sich zahlіche Hohlräume, die perlschnurartig oder schlauchartig das Kalkmassiv durchtzen. Dabei folgten die Wasser meist den primär vorgezeichneten Querirungen, so vor allem, wenn eine wasserundurchlässige Schicht (Kulmtoniefer) neben den Massenkalk verworfen ist (vgl. z. B. Romberger Abbruch). hlreiche Erdfälle und Dolinen zeigen über Tage den Verlauf dieser unterlischen Hohlräume an. Auch zahlreiche Bachschwinden, so bei Rösenbeck, ffelke und im Tal südlich des Heimberges deuten darauf hin, daß im Massenlk der Weg des Wassers fast ausschließlich unterirdisch verläuft.

W. Paeckelmann vergleicht den Massenkalk mit einem Schwamm, der alles asser in seinen Hohlräumen aufsaugt. Dabei handelt es sich um enorme assermengen, entsprechend der großen Verbreitung und Mächtigkeit des Kals und Bedeutung der unterirdischen Hohlräume.

Alles im Kalk verschwindende Wasser fließt im Endeffekt unterirdisch ich Norden ab. Dort staut es sich an den vorgelagerten Kulmtonschiefern, das Kalkmassiv im Norden zwischen Altenbüren-Alme und Bleiwäsche beenzen, wie an einer Talsperrenmauer, und tritt in Überfallquellen zutage, ter denen die Almer Quelle die bedeutendste ist. Hat doch diese Quelle eine hüttung von 300—400 l/sec. Da die Ergiebigkeit der Almer Quelle von den ederschlagsperioden ziemlich unabhängig ist, kann dies als Zeichen dafür ansehen werden, daß die Quelle von weit her und aus weiträumigen Hohlımen des Massenkalkes gespeist wird.

Paeckelmann schreibt u. a., daß der Massenkalk keinen einheitlichen Grundisserhorizont bilde, da der frische Kalk praktisch wasserundurchlässig sei und ht alle Wasserwege der Klüfte miteinander in Verbindung ständen. Tatsächh gibt es wohl solche Wasserschläuche, die keine oder nur geringe Verbinng mit anderen Wasserwegen innerhalb des Massenkalkes haben, wie sich an m sehr verschiedenen Wassercharakter dicht nebeneinanderliegender Quellstritte (z. B. innerhalb des Almetopfes) feststellen läßt. Auch blieb eine neuerıgs bei Bleiwäsche niedergebrachte Bohrung bis zu 120 m Teufe praktisch

ohne Wasser, was darauf zurückzuführen ist, daß sie stets im festen Kalk blieb, ohne eine der sonst sehr zahlreichen Klüfte anzutreffen. Im allgemeinen aber ist der Kalk von einer solchen Menge von Klüften, Dolinen und Hohlräumen durchsetzt, daß das darin zirkulierende Wasser wie in zahlreichen, dicht nebeneinanderliegenden kommunizierenden Röhren gleich hoch steht. In den zahlreichen Steinbrüchen bei Brilon kann man diese Klüfte gut erkennen. Auch haben die alten Schächte und die Brunnenbohrungen bei Brilon und anderen Orten im Kalkgebiet einen ziemlich einheitlichen Grundwasserspiegel ergeben, der allerdings jahreszeitlich starke Schwankungen aufzuweisen hat. Je nach der Höhenlage des Brunnens oder Schachtes wurde bei Brilon dieser Wasserspiegel zwischen 30 und 60 m unter Tage angetroffen. In der Nähe von Brilon liegt z. B. nach einer Brunnenbohrung auf dem Gelände der Firma W. Henning der Wasserspiegel bei rd. 28 m, in dem alten Schacht „Bleikaule" weiter nördlich im Tal davon bei rd. 30 m. Die Wasserbohrung der Stadt Brilon westlich des Calvarienberges, die wesentlich höher liegt, hat das Grundwasser erst bei 60 m erreicht, desgleichen die Bohrung zwischen Thülen und Nehden bei 60 m. Der alte Schacht „Seegen Gottes" bei Brilon, in dem neben Blei vor allem Galmei abgebaut wurde, ersoff regelmäßig im Winter bis zur 36-m-Sohle. Die 83- und 63-m-Sohle waren bei einem W a s s e r z u f l u ß v o n 7 2 K u b i k f u ß pro Min.! (vgl. Akten des Bergrevieres Sauerland) bei dem damaligen Stand der Technik auch mit mehreren Pumpen nicht zu halten.

Die Lage des Grundwasserspiegels im engeren Briloner Galmei-Distrikt liegt also normal bei 30—40 m. Das geht daraus hervor, daß die kleinen Galmei-Zechen, z. B. Bleikaule, Schlammkaule, Tonne, Kanzlei, Romanus, Schwickertskeller, in den 50er bis 60er Jahren des 19. Jahrhunderts Blei und Galmei bis zu 30—40 m Teufe abbauten, aber mit wenigen Ausnahmen dann an der Grenze des Grundwasserspiegels ersoffen oder aufgegeben wurden. Versuchte man, unter den Grundwasserspiegel zu kommen, so geriet man in die Zone der geschwefelten Erze [1]).

Die Zinkerze waren hier noch in der primären Form als Schalenblende entwickelt. Das wissen wir aus den Grubenberichten der Gruben Bleikaule und Seegen Gottes.

Für den alten Bergbau v o r 1850 bestand aber kein Interesse für geschwefelte Zinkerze. So kam es, daß die meisten Briloner Pb-Zn-Lagerstätten nur ü b e r dem Grundwasserspiegel bekannt sind. Nun sind aber reine oder „bleiische" Galmeierze überall bis zum Ausgehenden, also weit über dem Grundwasserspiegel bekanntgeworden; alle diese Galmeierze waren früher Schalenblende; sie zeigen z. T. noch heute die schalige Struktur. Aus diesem Umstand geht hervor, daß das Briloner Massenkalkmassiv als Teil der Rheinischen Masse in der Tertiär- und Quartärzeit langsam emporstieg und sich dementsprechend der Grundwasserspiegel relativ senkte. Mit dem Senken des Grundwasserspiegels ging Hand in Hand die Umbildung der Sulfide in Karbonate oder Oxyde und die Entstehung einer 30 bis 60 m mächtigen Oxydationszone, die die Grundlage des alten Bergbaues bildete.

Dabei können jedoch gewisse Schollen des Briloner Massivs durch Schaukelbewegungen wieder r ü c k l ä u f i g u n t e r den Grundwasserspiegel gelangt

[1]) Schalenblende, Bleiglanz (Glasurerze), Schwefelkies und ein stark verwachsenes Erz, das sich aus Zinkblende und Bleiganz zusammensetzt. Das letztere lieferte in der Oxydationszone den häufig vorkommenden sog. „Bleiischen Galmei".

sein, so daß sich auch oxydische Erze unter dem Grundwasserspiegel finden (z. B. Grube „Seegen Gottes").

Aus diesen Ausführungen ergibt sich die Bedeutung des jungen und alten Grundwasserspiegels für die primäre Lagerstätte und für die Oxydationszone.

III. Die Schichtenfolge im Briloner Galmeidistrikt (vgl. Abb. 1)

Es ist nicht der Zweck dieser Zeilen, eine ausführliche Besprechung der gesamten Schichten zu bringen, die das Briloner Galmei-Gebiet zusammensetzen. Sie sind ausführlich von PAECKELMANN in den Erläuterungen zu den Blättern

Abb. 1. Schematisches Faziesprofil durch das Obere Mitteldevon des Briloner Sattels (nach W. PAECKELMANN: Erläuterungen zu Blatt Brilon Nr. 2659, Abb. 4, S. 18, Berlin 1936).

Alme, Brilon, Adorf und Madfeld und anderen wissenschaftlichen Veröffentlichungen gebracht worden. Hier *interessieren nur diejenigen Schichten, die in Kontakt mit den Blei-Zink-Lagerstätten treten.* Das sind: 1. devonische, 2. karbonische, 3. kretazische und 4. tertiäre Schichten.

A. Das Devon

Im Gegensatz zur Ramsbecker Lagerstätte, die ausschließlich auf Schichten des Unteren Mitteldevons beschränkt ist, sind für den Briloner Blei-Zink-Lagerstättenbezirk Schichten des Oberdevons und des Oberen Mitteldevons kompetent. Auch hier sind es in erster Linie kalkige Schichten, in denen die Lagerstätte auftritt; das sind die Massenkalke des Mittel- und Oberdevons, der Schwelmer (tm_2k_1), Eskesberger (tm_2k_2) und Dorper (to_1k) Kalk der geologischen Meßtischblätter.

Diese *Kalke*, vorwiegend *Riffbildungen*, haben *ihre faziellen Vertreter* in Gestalt von *Cephalopoden- und Flinzkalken* sowie *in reinen Schiefern* (z. B. Briloner Schiefer). Nach Süden hin können die Kalke durch die Eruptiv-Fazies des Hauptgrünsteinzuges vertreten werden; vgl. Abb. 1, in der auch die Faziesbeziehungen der einzelnen Schichten erläutert werden. Auf eine nähere Beschreibung wird deshalb verzichtet.

B. Das Karbon

Das Unterkarbon ist im Brilon—Bürener Gebiet in der Fazies des *Kulm*, d. h. in Kieselschiefern und Tonschiefern entwickelt. Eine Lücke zum

Devon besteht nicht. Die höchsten Schichten der Schiefer-Serie reichen schon in das Oberkarbon (Namur) hinein:

d) „Kulmtonschiefer": Eintönige, kalk- und glimmerfreie dunkelschwarze bis graue Tonschiefer. Aus den reintonigen Lagen entwickeln sich durch allmähliche Zunahme von sandigem Material die Bänderschiefer.

c) Kulmposidonienschiefer bilden in normaler Entwicklung die Basis der Kulmtonschiefer. Petrographisch ähneln sie den Liegenden Alaunschiefern und werden daher zum Unterschied von diesen auch als Hangende Alaunschiefer bezeichnet.

b) Kulmkieselkalke, oft in reine Kalke übergehend, Lydite, Kieselschiefer.

a) Horizont der Liegenden Alaunschiefer, kieseligen Schiefer und Lydite.

Das Oberkarbon (Flözleeres)

Aus den Tonschiefern des Unterkarbons entwickeln sich durch ständiges Sandigerwerden die Grauwackenschiefer, die jedoch auf Grund ihrer Fauna zum Oberkarbon zu stellen sind.

Über diesen Schiefern folgt eine Wechsellagerung von Tonschiefern, Grauwackenschiefern und fein- und grobkörniger Grauwacke, die sog. Arnsberger Schichten. Sie nehmen den nördlichen Teil des Briloner Sattels ein und sind dem (flözleeren) Namur zuzurechnen.

C. Das Deckgebirge

1. Die Kreide

Die im Briloner Gebiet vorkommenden Kreideablagerungen sind Reste der zum Westfälischen Becken gehörenden Kreide, die einst das gesamte Massenkalkgebiet bedeckte, jetzt aber nur noch in Erosionsresten (Bleiwäsche, Radlinghausen usw.) auf dem Massenkalk vorhanden ist.

Auch die verkieselten Blöcke, die sich über das ganze Briloner Kalkplateau verstreut finden, sind nach PAECKELMANN Reste der Kreidebedeckung[2]), deren Verkieselung wahrscheinlich durch das tertiäre Klima und durch aszendente SiO_2-Lösungen begünstigt wurde.

Folgende Stufen der Kreide sind wichtig, da sie z. T. noch von der Vererzung betroffen wurden:

a) Basalkonglomerat des transgredierenden Cenoman: Grobkörnige Sande mit Einlagerungen sandig-kieseligen Materials; rostbraun bis gelblich gefärbt; in Linsen eingelagert grün gefärbter Glaukonit. Gerölle, vorwiegend Gangquarze, bis 5 cm, ferner Lydite und Kieselschiefer als aufgearbeiteter Kulm. Kalkgerölle des aufgearbeiteten Zechsteins (Röhrchenkalke). Eigentümlich ist das Fehlen aufgearbeiteten Massenkalkes. Es erklärt sich daraus, daß die damalige Oberfläche des Massenkalkes eine Depression bildete und kein Abtragungsgebiet darstellte.

Die Mächtigkeit der konglomeratischen Schichten beträgt am Westhang des Messenberges bei Bleiwäsche etwa 2—3 m. Überall dort, wo der Massenkalk das Unterlager der konglomeratisch-sandigen Schichten darstellt, sind diese verkieselt, während sie auf den tonigen Schichten des Karbons in normaler sandiger Entwicklung erhalten sind.

Interessant ist am Teich bei Radlinghausen das Auftreten schön geformter Bipyramiden von Quarz im Grünsand (cf. Suttroper-Quarz) zusammen mit

[2]) Es wäre zu untersuchen, ob hier nicht zum größten Teil tertiäre Braunkohlenquarzite vorliegen, nachdem tertiäre Sande im Briloner Becken nachgewiesen sind.



Bild 1: Panorama vom Kalvarienberg auf den Südflügel des Briloner Sattels.

Im Vordergrund der Diabas des Kalvarienberges mit dem östlichen Teil der Stadt Brilon. Dahinter die bewaldeten Höhen des Drübel, Amtenbühl und Hölsterloh. Dazwischen, an Störungen eingesunken, Kulm (Briloner Graben). Störungen vererzt mit PbS und ZnS auf $CaCO_3$. Im Hintergrund rechts der Bilstein als N-Flügel des Sauerländer Hauptsattels.

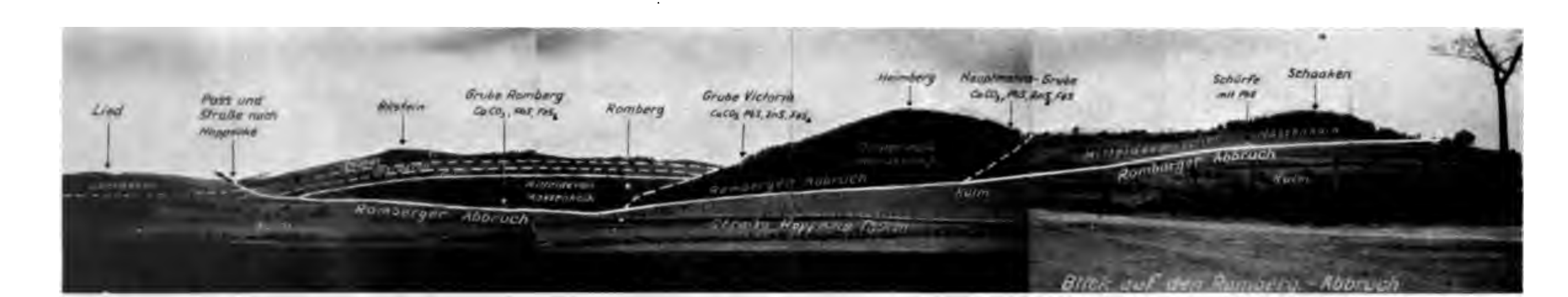
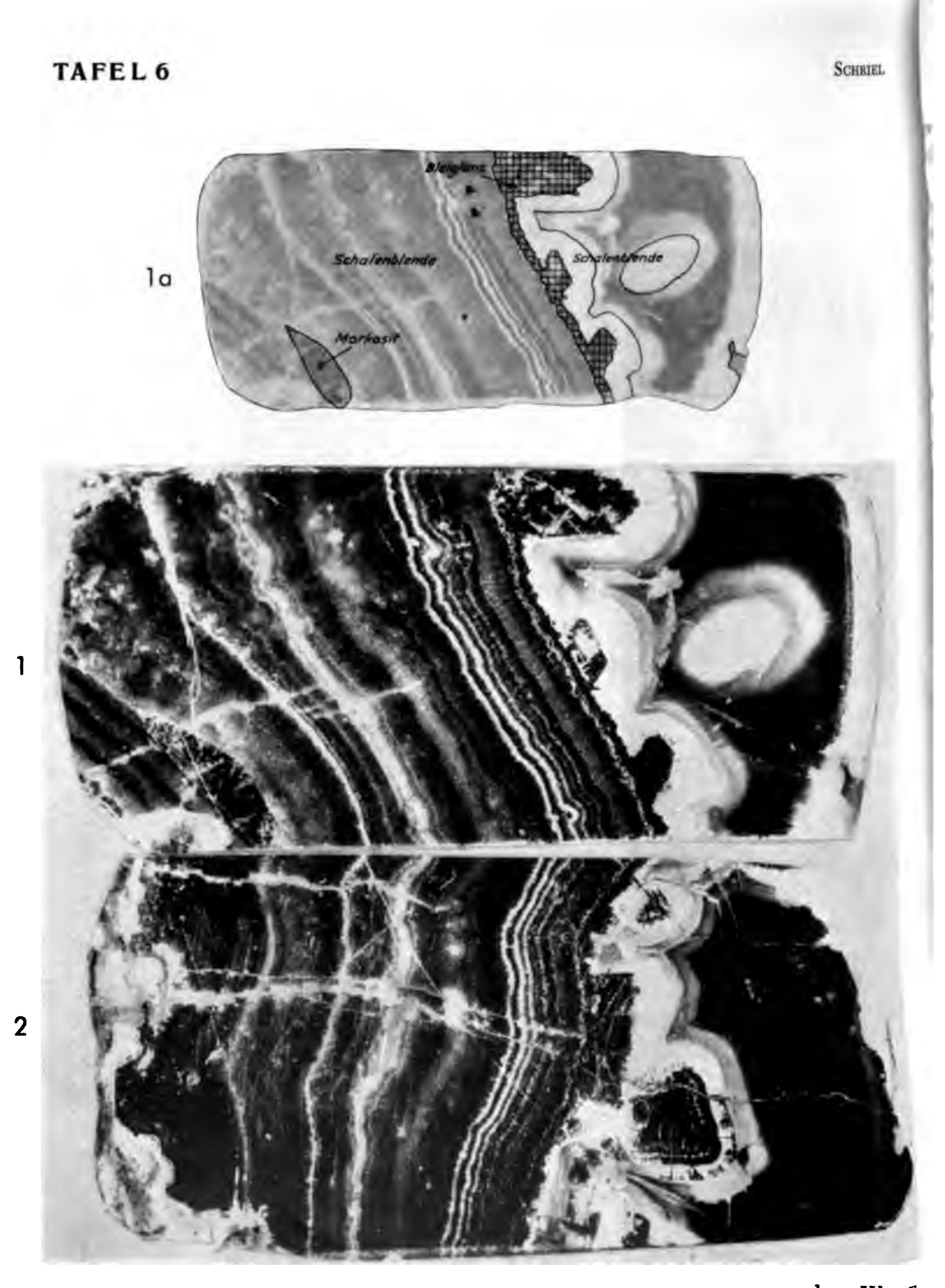


Bild 2: „Blick auf den Romberg-Abbruch" von der Straßenkreuzung Brilon—Bredelar/Hoppecke—Thülen.

Im Vordergrund Wiesen und Felder des Romberger Kulmgrabens. Dahinter der Romberger Abbruch. Von rechts nach links mitteldevonischer Massenkalk des Schaaken, Dorper Kalk des Heimberges und Mitteldevon des Romberges. Links im Hintergrund der Bilstein (Diabas). Am Nordhang desselben Oberdevon und Kulm als Nordflügel des Ostsauerländer Hauptsattels. Der Romberger Abbruch ist, so weit er Kalk berührt, vererzt (PbS, FeS_2, ZnS) und $CaCO_3$ als Gangmasse.

Der Abbruch zum Kulm findet an mehreren Staffeln statt. Auf diesen Staffeln sitzen die Gruben: Romberg, Heimberg, Hauptmannsgrube.

Bilder 1 und 2 phot. Wilke



phot. WILKE

Anschliffe von Schalenblende; Grube Bleikaule bei Brilon.
Die Bleiglanzkristalle sind noch innerhalb der umhüllenden Schalenblende weiter gewachsen.
In dunkler Schalenblende zahlreiche feine Einlagerungen von Markasit und Bleiglanz.
Bild 1 a gibt die Erläuterung zu Bild 1.

wefelkies. Ihre Bildung ist eine Folge aufsteigender Kieselsäure im Zusam-
ıhang mit dem Erzaufstieg.

b) Mergel des Cenoman: Über den konglomeratischen Schichten der
ren Kreide liegen Mergel von gelblich-brauner Farbe; im Osten, im Gebiet
Fürstenberg, fehlen die sandigen Schichten der Kreide; hier transgredieren
Mergel auf altem Gebirge. In ihren tiefsten Teilen vertreten sie die san-
n Schichten. Die Mergel erreichen bei Bleiwäsche ungefähr 1—2 m Mächtig-
nehmen aber nach Osten zu. Sie sind neben den Grünsanden hier meta-
atisch in Baryt verwandelt; der Baryt enthält Würfel von Bleiglanz.

c) Blaugrauer Kalk des Cenoman: Über den Mergeln folgt ein 2—3 m
htiger blaugrauer Kalk des Cenoman, der durch dessen mergelige Zwischen-
n eine leichte Bänderung erhält. Über diesen Kalken folgen Wechsellage-
;en von festen blaugrauen Kalken mit kieselsauren Knollen und mürben
ʒeligen Kalken. Gesamtmächtigkeit: 10—15 m.

Nach den Fossilien handelt es sich bei den Kreideschichten um mittleres
oman (Schichten mit *Schloenbachia varians* = Varians-Schichten).

2. Das Tertiär

Neuerdings sind im Briloner Gebiet, und zwar im Steinbruch am Vossloh,
äre Sande nachgewiesen worden, die auch an anderen Stellen, z. B. in eini-
alten Gruben, sich fanden und hier vererzt waren. Sie bilden also gewisser-
en eine Zeitmarke für das Alter der Vererzung (SCHRIEL & SCHUMANN 1954).

IV. Der geologische Bau des Briloner Gebietes (vgl. Tafel 9)

A. Allgemeines

Die als asturisch anzusprechende Hauptfaltung des Gebirges erfolgte an
Wende Westphal-Stephan. Das Ergebnis dieser Faltung waren Sättel und
den mit streichenden, gleichzeitig gebildeten Längsstörungen. Im allgemei-
ist N-Vergenz der Faltung zu beobachten.

Die streichenden Störungen treten vorwiegend dort auf, wo mobile
hten gegen starre Massen grenzen. Das ist vor allem im Hangenden und
enden des Massenkalkes oder Diabases der Fall, wo diese starren Massen
Faltung gegenüber ein Hindernis bildeten und zu Abscherungserscheinungen
ß gaben. So ist die Grenze im Liegenden des Massenkalkes oft eine Stö-
;. Von beträchtlichem Ausmaß und für die Bildung der Erze wichtig sind
ch die Randstörungen im Süden und Norden des Massenkalkes, wo dieser
t unter Ausfall oberdevonischer Schichten auf weite Erstreckung gegen
ntonschiefer zu liegen kommt.

Auch am Nordflügel des Messinghäuser Sattels liegen Kulmschichten mehr-
an einer streichenden Verwerfung oder Überschiebung. Der Überschie-
ʒsbetrag ist — von speziellen Fällen abgesehen — im allgemeinen nicht
groß; es handelt sich meist um steile Aufschiebungen.

Während die streichenden Störungen zugleich mit der Hauptfaltung ent-
den, sind die Querstörungen — wenigstens zum Teil — jünger, wenn
ein Teil gleich nach der Faltung als Blattverschiebungen entstanden sein
te. Ein großer Teil muß in der Anlage sehr alt sein, z. B. die Altenbürener
ıng, die sich schon im Oberen Mitteldevon durch starke Faziesgegensätze
h und westlich von ihr andeutet (s. Tafel 9 und Abb. 1).

Umgekehrt sind bis in postkretazische Zeit hinein ständig Verschiebungen auf diesen Störungen erfolgt; das läßt sich daran erkennen, daß die mit Kalkspat besetzten Querstörungen auch auf dem Kalkspat starke Harnischbildungen und Rutschstreifen aufweisen, auf denen Erzausscheidungen zu beobachten sind. Diese Tektonik ist jung, aber in vielen Fällen oft auch wieder älter als der Erzaufstieg, da die Erzlösungen sehr oft diese jüngeren Klüfte vor allem auf den Kalkspatgängen benutzen, um ihren Weg nach oben zu nehmen.

Jungvariszische, kimmerische und tertiäre Schollenverschiebungen lieferten also das Bild, das die Querstörungen in den zahlreichen Kalkspatgruben uns heute zeigen.

B. Einzelheiten des geologischen Baues (Tafel 9)

1. Die Sättel und Mulden des Variszikums

Das Briloner Gebiet stellt den Nordflügel des Ostsauerländer Hauptsattels dar. Dieser Nordflügel ist in sich durch drei Spezialsättel aufgegliedert. Es sind dies von Süden nach Norden: der Messinghäuser, der Briloner und der Scharfenberger Sattel.

Sauerländer Hauptsattel, Messinghäuser, Briloner und Scharfenberger Sattel sind getrennt durch Spezialmulden, deren Kern in erster Linie durch Kulmschichten gebildet wird. Näheres über die Spezialtektonik geben die Erläuterungen zu den Blättern Brilon, Alme, Madfeld, Adorf.

2. Die Tektonik des Deckgebirges (Kreide)

Soweit die Kreide auf Kulm liegt, handelt es sich um mehr oder weniger flach liegende Erosionsreste einer einst zusammenhängenden, auf gleichem Niveau liegenden Kreidetafel, deren Zerstückelung mit dem Rückzug des Oberkreidemeeres bereits am Ende der Kreidezeit einsetzte. Die auf dem Massenkalk noch vorhandene Kreide besteht im allgemeinen aus verstürzten Resten einer geschlossenen Bedeckung. Das trifft vor allem für die verkieselten Teile der transgredierenden Basalschichten zu. Es ist aber wahrscheinlich, daß gewisse Teile der transgredierenden Kreide schon primär in tiefer gelegenen Gebieten oder in Schlotten und Dolinen zur Ablagerung kamen; denn das transgredierende Kreidemeer fand ein Gebiet vor, das schon damals unter dem Gesetz der Verkarstung stand und daher morphologisch der jetzigen Landschaft glich.

Jedenfalls ist festzustellen, daß die verschiedenen Höhenlagen der Kreidereste auf dem Massenkalkplateau nichts mit echter Tektonik zu tun haben.

3. Die Bedeutung der jüngeren Querstörungen im Briloner Erzgebiet (Tafel 9)

Wenn man unter Zuhilfenahme der Kalkspatführung und der damit verbundenen Erzführung die Bedeutung der das Briloner Plateau durchziehenden Störungen festlegen will, so ergeben sich eine Reihe von tektonischen Linien, die sich weit über die zahlreichen Querstörungen kleineren Ausmaßes erheben. Diese Störungen sind zwar bereits variszisch angelegt, haben ihre Bedeutung jedoch erst im Laufe des Mesozoikums anläßlich posthumer Schollenbewegungen, die auf ihnen stattfanden, erhalten. Es läßt sich beobachten, daß sie Schwächezentren darstellen, an denen vor allem zu Zeiten orogenetischer Vorgänge Schollenverschiebungen stattfanden. Die zahlreichen Harnische und ausgepräg-

:n Rutschstreifen lassen dies erkennen, und endlich deutet die Erzführung und ie Hand in Hand mit ihr zu beobachtende Verkieselung des Nebengesteins uch auf die praktische Bedeutung ihrer Erscheinungen hin.

Es ist in vielen Fällen auch eine bedeutende vertikale Schollenverschiebung, .T. von mehreren hundert Metern, an diesen Störungen festzustellen. Oft läßt ch jedoch durch die Kartierung die Höhe des Verwurfs nicht ermitteln, wenn uch die Bedeutung der Störung festliegt.

Im folgenden sind die wichtigsten Querstörungen des Briloner Plateaus twas ausführlicher besprochen, da sie für die Erzführung von Bedeutung sind.

a) Die Altenbürener Querstörung

Es wurde bereits oben gesagt, daß ihre Anlage paläogeographisch bedingt :t. Sie schneidet bei Altenbüren den Briloner Massenkalksattel und die Poppenerger Kalkmulde ab. Die Störung in ihrer jetzigen Anlage besitzt asturisches lter. Sie zeigt einen unregelmäßigen, im ganzen aber N—S-Verlauf. Jüngere törungen lenken in sie ein. Auf diesen jüngeren Störungen dürften die Erze der ltenbürener Störung sitzen.

b) Die Briloner Querstörung

Der Briloner Sattel, dessen Kern zwischen Altenbüren und Brilon von Honeler Schichten (Briloner Schiefer) gebildet wird, schneidet am Ostausgang der tadt entlang einer zuerst NNW—SSE, dann N—S streichenden, nach Osten infallenden Störung ab. Zwischen beiden Störungen liegt die Altenbürener taffel, die durch die Hexensteiner Störung in zwei Teile geteilt wird. Die lexensteiner Störung, die ein horstartiges Vorspringen des Massenalkes am Hexenturm und Galgenberg nördlich der Straße Brilon—Altenbüren ewirkt, schneidet in ihrem nordwestlichen Verlauf den Massenkalksattel Scharenberg-Rixen ab. Es hat den Anschein, als ob diese Störung nach N weitertreichend sich mit dem Bruch im oberen Möhnetal westlich Wülfte schart 'gl. Tafel 9).

c) Die Briloner Staffel

Östlich der Briloner Störung breitet sich eine weite Kalkhochfläche aus. Ich abe sie als Briloner Staffel bezeichnet. Ihre östliche Grenze wird im Norden urch den Nehden-Thülener Bruch bezeichnet, der über Thülen nach üden streichend den Massenkalk des Messinghäuser Sattels neben Kulm verirft. Auf der Höhe von Thülen in südwestlicher Richtung folgt ein Staffelruch neben dem andern bis zum Schaaken, meist schwach vererzt oder doch ls Gangausscheidung Kalkspalt führend.

Vom Schaaken aus streicht bis über Romberg in den N-Fügel des Sauerinder Hauptsattels hinein ein Bruchsystem, das sich um die Romberger Störung chart. Verworfen ist Kulm gegen Massenkalk, weiter südlich Oberdevon und 'entaculitenschiefer gegen Diabas (Taf. 5, Bild 1, und Taf. 9).

Zwischen dem Massenkalk des Westteils des Messinghäuser Sattels und dem lassenkalk des Heimberges und Romberges liegt grabenförmig eingebaut der

d) Romberg-Graben,

essen Gegenstück südlich Brilon der

Briloner Graben

wischen Hölsterloh und Amtenbühl im Osten und Gr.- und Kl.-Rempelberg im Vesten darstellt. Auch hier ist Kulm grabenförmig zwischen mittel- und ober-

devonischem Massenkalk eingesenkt. Auf die Erzführung der Grabenränder b der Gräben wird weiter unten eingegangen werden (Taf. 5. Bild 2. und Taf. 9

e Die Immentaler Störung

Eine der bedeutendsten Abbruchzonen des Briloner Gebietes mit fast ständiger. wenn auch schwacher Vererzung. stellt die Immentaler Störung dar. Sie ist auch rein morphologisch sehr gut markiert. auch dort. wo sie im Massenkalk verläuft. Sie beginnt im Kulm östlich Alme. Bei der Spatgrube Heitmann-Alme ist Kulmtonschiefer gegen Massenkalk an ihr verworfen. Außerdem — eine wichtige Tatsache — verwirft sie die große streichende Nordstörung des Briloner Massenkalkmassivs Altenbüren—Wülfte—Alme—Bleiwäsche. Sie ist also jünger als diese während der variszischen Faltung angelegte Störung.

Im Massenkalk. durch Erdfälle und Spatführung angedeutet. verwirft die Immentaler Störung die Nehdener Mulde im Osten. Sie verläuft durch das Immental, sehr gut durch die Talerosion. zahlreiche Pingen und Kalkspatgruben kenntlich; östlich Thülen teilt sie sich in zwei Äste. durchkreuzt den Messinghäuser Sattel und tritt nordöstlich Messinghausen in den Kulm. Besonders deutlich ist der östliche Ast zwischen dem Schwarzen Haupt und Rösenbeck infolge des Verwurfes von mitteldevonischem Massenkalk gegen Diabas beiderseits der Straße Rösenbeck—Messinghausen zu erkennen.

Zwischen der Immentaler Störung und dem Nehdener Bruch liegt zwischen Alme und Thülen die Nehdener Staffel grabenförmig im Mitteldevon eingesenkt.

f) Die Radlinghausener Staffel und die Madfelder Abbruchstaffeln

Östlich der Immentaler Störung breiten sich zwischen Rösenbeck und Bleiwäsche flächenhaft Massenkalke des Mitteldevons aus. Es lassen sich nach Streichen und Fallen deutlich zwei Sattelachsen unterscheiden; dabei wird die nördliche durch das Auftreten von Massenkalk in Sattelstellung auch im Gelände erkennbar. Es dürfte wahrscheinlich sein. in beiden Sätteln die örtliche Fortsetzung des Thülener und Nehdener Spezialsattels zu sehen. wobei zu bemerken ist. daß der nördliche Sattel im Streichen durch die Immentaler Störung nach Süden versetzt wurde.

Im Osten bricht das Massenkalkmassiv an einer Reihe von sich staffelförmig ablösenden Brüchen ab. unter fast völliger Unterdrückung des Oberdevons und auch von Teilen der unteren Kulmschichten. Kulmtonschiefer sind hier in der Regel neben Massenkalk verworfen. Dabei scheint das Streichen — wenigstens in der Umgebung von Bleiwäsche — aus normalen ENE—WSW Richtung in NW—SE auf den Abbruch umzubiegen.

Die Staffeln selber springen bajonettförmig von Norden nach Süden in ost-westlicher Richtung vor. Nach Süden hin wird der Betrag der Querverschiebung immer geringer. so daß zwischen Madfeld und Rösenbeck ENE—WSW Streichen der Kulmtonschiefer vorherrscht.

Das meist sehr eintönige Kalkplateau zwischen Rösenbeck und Bleiwäsche wird von einzelnen Resten der Kreide bedeckt. unter denen das Kreidevorkommen von Bleiwäsche das bedeutendste ist. Bei den anderen auf Tafel 9 angegebenen Vorkommen handelt es sich nur um mehr oder minder verstürzte Schollen oder um starke Bestreuung von sandig-konglomeratischen Basisschichten der Kreide.

V. Lagerstättenkundlicher Teil

A. Die Erze und die Gangmineralien

1. Die Erze

Sämtliche im Briloner Distriktfeld und bei Bleiwäsche eobachteten Erze gehören einer jüngeren Generation an, a die Vererzung als jüngste Schichten noch das Cenoman nd Tertiär betroffen hat.

a) Bleierze:

α) Bleiglanz: Das wichtigste Erz, das neben den Zinkerzen die Grundge des Briloner Bergbaues bildete, ist der Bleiglanz. Er kommt in Gestalt der berarmen Glasurerze vor, entweder in Würfeln auf Kalkspat auskristallisiert ler mit dem letzteren verwachsen. Daneben wird er auf Lettenklüften oder in n Letten der Dolinen beobachtet. Es kann sich dann oft um derbe, kompakte, utlich nach dem Würfel spaltende Massen von reinem Glasurerz oder Verchsungen mit Galmei handeln. Die Glasurerze sind oft in mehrere Zentner iweren Blöcken gefunden worden.

Sehr häufig findet sich der Bleiglanz mit der Schalenblende verwachsen. sitzt dann oft in Würfeln der Blende auf, bildet aber auch abwechselnd izelne Schalen mit der Blende (Tafel 6).

Folgende Analysen[3]) wurden von Glasurerzen gemacht:

mental, alte Schürfe	Probe 15	72,7%	Pb	0,9%	Zn
mental, alte Schürfe	„ 16	81,4	Pb	0,5	Zn
ube Eichholz, 28-m-Sohle	„ 21	83,5	Pb	—	Zn
ube Eichholz, 28-m-Sohle	„ 22	77,4	Pb	—	Zn
ube Heitmann-Alme	„ 23	81,5	Pb	—	Zn
lkspatgrube westl. des Calvarienberges in der städtischen Wasserbohrung	„ 25	71,2	Pb	—	Zn
ikaule (Brilon)	„ 37	76,7	Pb	0,4%	Zn

β) Weißbleierz läßt sich auf allen Gruben beobachten. Besonders iöne Proben stehen in einer Kluft an, die in der Spatgrube westlich des Calrienberges im südlichen Ende aufgeschlossen ist (Tafel 8, Bild 2, 3). Es hanlt sich um ein braunes Erz, das z. T. noch die Kristallformen des Bleiglanzes igt. Oft enthalten diese Erze noch etwas Galmei. Auch auf der Zeche Romberg irden Weißbleierze festgestellt.

Die Analyse ergab für Weißbleierz der Spatgrube westlich des Calvarienrges:

Probe 24 49,2% Pb 1,1% Zn.

Der mikroskopische Befund dürfte auch noch andere Bleierze nachweisen, bisher nicht festgestellt wurden.

b) Blei-Zink-Mischerz:

Sehr häufig kommen im Briloner Gebiet derbe Verwachsungen von Bleid Zinkerzen vor, meist aus der Oxydationszone als sog. „bleiischer Galmei", r auf allen Gruben zu finden ist und Blei meist in geschwefelter und oxyditer Form, Zink jedoch bisher meist in oxydischer Form lieferte.

[3]) Die Analysen wurden sämtlich im Laboratorium der Stollberger Zink A.G. in Ramsk angefertigt.

	Probe	Pb		Zn	
		Sulfid.	oxyd.	sulfid.	oxyd.
Schlammkaule bei Brilon	71	0,32%	17,74%	0,08%	37,1%
Schlammkaule bei Brilon	72	0,54%	2,99%	1,2 %	43,9%
Schlammkaule bei Brilon	73	30,8 %	23,35%	0,0 %	13,7%
		Pb		Zn	
Romanus, Halde	9	10,65%		35,5%	
Seegen Gottes	14	46,1 %		14,9%	

c) Zinkerze:

Zinkerze wurden bei Brilon in sulfidischer Form als Schalenblende und in karbonatischer als Galmei gefördert. Auch Pb- und Zn-haltige Dolomite und reiner und Zn-Pb-haltiger Schwefelkies wurde festgestellt, aber in den seltensten Fällen abgebaut.

α) Schalenblende (Taf. 6, Bilder 1, 1a, 2) wurde auf Grube Bleikaule und Grube Seegen Gottes, d. h. auf den Gruben gefördert, die unter oder doch sehr nahe dem Grundwasserspiegel standen. Auf der Halde der Grube Bleikaule lassen sich noch jetzt kleinere, aber sehr charakteristische Stücke von Schalenblende aufsammeln. Die Schalenblende zeigt die typische Streifenstruktur mit Lagen von Blende, Bleiglanz und Schwefelkies; gelegentlich beobachtet man auch Kupferkies und Malachit; alle vier Erze sind miteinander verwachsen. Sie befanden sich als Drusen, Knollen, Lagen oder in nierenförmiger Absonderung mit jüngerem (Spiegel-) Spat verwachsen in den schwarzen Letten; gelegentlich beobachtete man nierenförmige Absonderungen mit Stalaktiten und Stalagmiten. Von Interesse sind mitteldevonische Versteinerungen, die, vor allem *Murchisonia binodosa d'Arch. et de Vern.*, in Schalenblende verwandelt sind, und die sich im erzführenden Letten der Grube Bleikaule zusammen mit Geröllen von Diabasen und Kieselschiefern fanden. Sie beweisen, daß die Doline oder Kluft, auf der die Letten abgesetzt und in die die Fossilien verstürzt wurden, bereits vor dem Erzaufstieg da war und eine Verdrängung des Kalkes durch Metasomatose nicht stattfand. Erst nach der Verstürzung der Fossilien in die Kluft erfolgte der Erzaufstieg. In den Hohlräumen einer in Schalenblende umgewandelten *Murchisonia binodosa* wurden Kristalle von Honigblende beobachtet.

Die Analysen von Schalenblende der Grube Bleikaule ergaben folgende Gehalte:

		Pb	Zn
Probe	32	9.55%	56.30%
„	33	1.35%	64.20%
„	34	8.0 %	61.0 %
„	35	5.45%	61.0 %
„	36	1.45%	64.20%

β) Galmei: Der Galmei ist traubenförmig, stengelig, mulmig, oft aber auch sehr dicht und von gelber Farbe. Immer enthält er etwas Blei. Typische Galmeigruben waren „Seegen Gottes", „Kanzlei", „Victoria" und „Christianus". Aber auch hier kamen reichlich bleiische Galmeierze vor. Die Grube „Christianus" führte in den Letten gediegen Schwefel. Die Galmeierze können, indem der Gehalt an Zn immer geringer wird, in vererzten Dolomit übergehen. Dies war auf den Gruben Kanzlei und Hauptmannsgrube zu beobachten. Genau so enthielt der Schwefelkies (resp. Brauneisenstein) oft noch so viel Zink,

ıß von einem Galmeierz gesprochen werden kann. Im Dolomit eingesprengt ımen Kristalle von Glasurerzen vor.

Analysen	Probe	Pb	Zn
Grube Kanzlei	1	1,45%	48,22%
Grube Kanzlei	2	2,5 %	46,1 %
Romaus, Halde	7	0,85%	44,0 %
Seegen Gottes, Halde	13	0,75%	47,0%
	10	6,1 %	41,0 %
Schwefelkies-Brauneisen		2,15%	2,5%
von Halde Victoria	—	und 50,25% Fe	

b) Kupfererze:

Kupfer wurde auf den meisten Gruben in geringer Menge beobachtet. Etwas häufiger kommt es auf der Grube „Weiße Kaule" bei Messinghausen vor; 's sind Kupferkies und Buntkupfererz; ferner Malachit und Kupferlasur.

c) Eisenerze:

Schwefelkies und sekundär Brauneisenstein ist sehr häufig, vor allem auf en Galmeigängen, die oft in Schwefelkiesgänge übergehen können, so u. a. auf Iauptmannsgrube, Victoria und Romberg. Der Schwefelkies gehört ebenfalls ır jungen Erzgeneration. Er hat die oberdevonischen Fossilien (Nehdener oniatiten) verkiest und bildet, auf den Kalkspatkristallen der älteren Ca-Spat-eneration sitzend, deren Negative. Der Eisenerzgehalt des Brauneisensteins egt bei 50%. Auf Klüften bildet er drusige und nierenförmige Absonderungen.

(Die Roteisensteine des Mittel- und Oberdevons gehören nicht zu den jun-en Eisenerzbildungen, sondern sind devonischen Alters!)

f) Manganerze:

Manganerze sind häufig und wurden z. T. sogar abgebaut. So enthalten die ulmkalke primär z. T. beträchtliche Mengen von Mangan und Eisen. Jung sind ıgegen Manganerze auf Spalten, so z. B. bei Rösenbeck an der Grenze Massen-ılk-Kulmtonschiefer. Die Grube Elisabeth bei Rösenbeck hat diese Erze ge-gentlich abgebaut. Das Erz ist vorwiegend Pyrolusit von mulmiger Beschaffen-eit mit Nestern von Brauneisenstein. Die Lagerstätte erreicht eine Mächtig-eit von 2—3 m. Der Mn-Gehalt betrug in den edlen Mitteln durchschnittlich 5%, der Fe-Gehalt 30%. Auch etwas Zn-Gehalt wurde festgestellt.

2. Die Gangarten

a) Kalkspat:

Die Kalkspatbildung auf den asturischen Spalten dürfte schon sehr früh im ıngpaläozoikum eingesetzt haben. Dem Alter nach sind mindestens drei Gene-ıtionen von Kalkspat zu unterscheiden.

α) Der rote Kalkspat: Er dürfte der älteste sein, da er von weißem alkspat in Adern und Gängen durchsetzt wird, wie es besonders gut am haaken in den dortigen alten Spatgruben zu beobachten ist. Es ist vielleicht ıöglich, daß der rote Spat bereits in der Rotliegend- oder Buntsandsteinzeit ıtstand.

β) Der weiße dichte Kalkspat (Taf. 7, Bilder 1—3) ist der am äufigsten vorkommende Spat des Briloner Gebietes und auch in der Gewin-ung am begehrtesten. Wir wissen, daß er älter als die junge tertiäre Ver-rzung ist. Er kommt, wie der rote Spat, vorwiegend auf Gängen vor, gelegent-

lich aber auch nesterförmig in Hohlräumen und auf Verwerfungs- und Überschiebungsbrekzien.

Die Gänge erreichen Mächtigkeiten von 20 m. Der Kalkspat ist hier grobspältig, vielfach großstengelig, seltener drusig. Bis $^1/_2$ m mächtige Kristalle wurden am Schaaken beobachtet. Der Kalkspatbergbau ist früher Tagebau gewesen. Jetzt ist man meist zum Tiefbau übergegangen, jedoch bisher noch nicht unter den Grundwasserspiegel gelangt.

γ) Spiegelspat: Von den Arbeitern wird eine helle, durchsichtige Kalkspatart als Spiegelspat bezeichnet. Man beobachtet ihn meist mit Bleierzen oder in deren Nähe. Es handelt sich um die jüngste Varietät, die übrigens sehr häufig als Einschluß im Letten mit den Erzen verwachsen wohlausgebildet beobachtet wurde (Halde Grube Seegen Gottes, Bleikaule). Desgleichen lassen sich oft kleine Drusen mit sehr schön ausgebildeten Kalkspatkristallen beobachten. Es handelt sich hierbei um junge und jüngste Bildungen auf den Kalkspatgängen, die z. T. noch jünger als die Vererzung sein können.

b) Dolomit:

Auf den geologischen Meßtischblättern Brilon und Alme sind von Paeckelmann Dolomitgänge ausgeschieden worden. Hier liegt ein Irrtum vor. Der Dolomit tritt nicht gangförmig auf, sondern bestimmte Bänke sind dolomitisiert oder an einer Störung ist der Massenkalk in Dolomit verwandelt. Dolomitisierung des Massenkalkes läßt sich ferner an der Tagesoberfläche oder in den Dolinen als Übergang zum reinen Massenkalk beobachten, desgleichen in der Nachbarschaft der Gänge.

c) Schwerspat:

Jünger als die große Masse des weißen Kalkspates ist der in Metasomatose oder als Gangmasse bei Bleiwäsche auftretende Baryt. Baertling hat nachgewiesen, daß er jünger als die Obere Kreide ist, die er metasomatisch veränderte. Gleichaltrig mit ihm sind die Bleiglanzwürfel, die auf ihm auftreten und die bis 8 cm im Quadrat erreichen können. Der Schwerspat von Bleiwäsche ist auffallend rein. Er hat auf den Spalten einen ausgesprochenen Glasglanz und ist durchscheinend bis durchsichtig. Er besitzt eine drusige Struktur und ist in der Nähe der früheren Schichtflächen des Cenoman kleinkristallinisch. Bankförmig abgesondert nehmen die Kristalle nach der Mitte der Bänke an Größe erheblich zu und es finden sich nicht selten klare aufgewachsene Kristalle bis 10 cm Länge.

Abgesehen von dem metasomatischen Schwerspat kommt reiner glasheller Schwerspat gangförmig auf Spalten im Massenkalk vor. Im Gegensatz zur

---

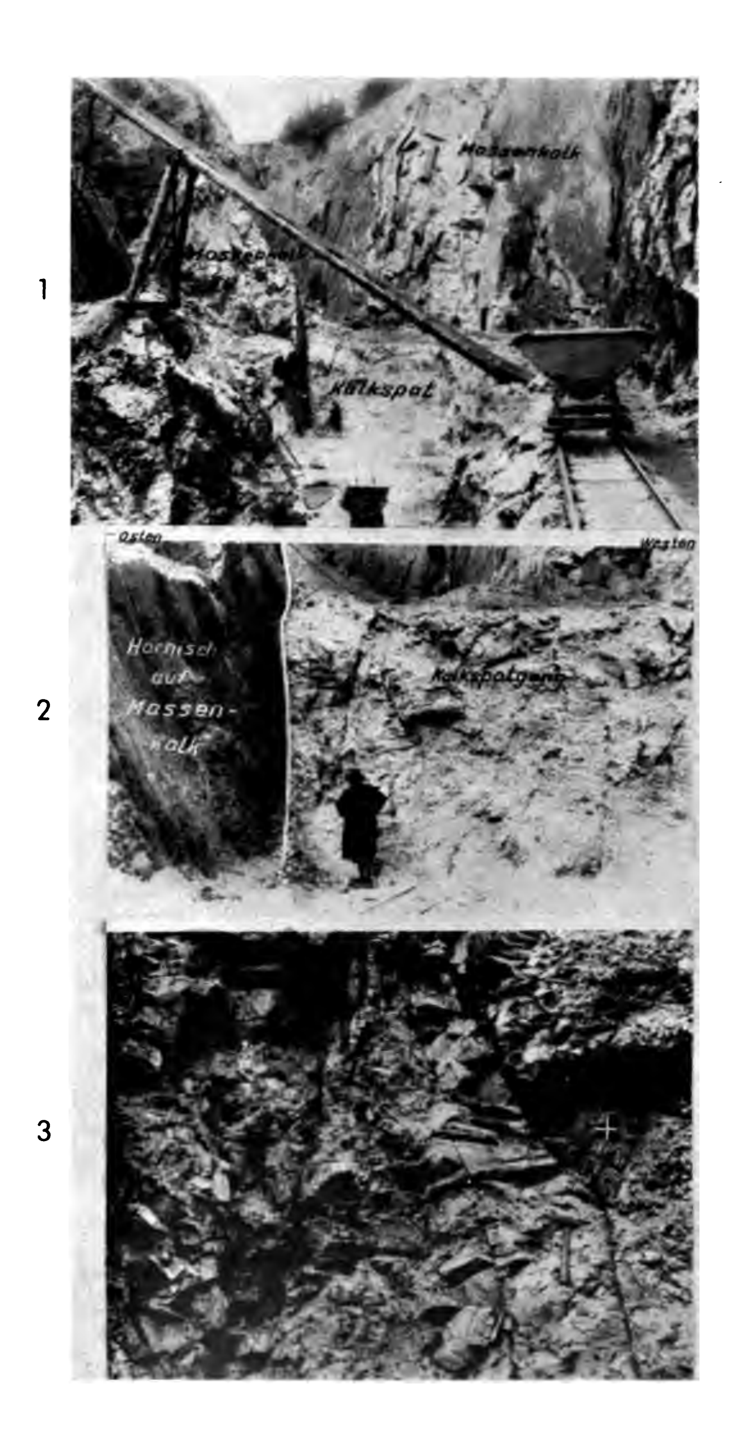
Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 7

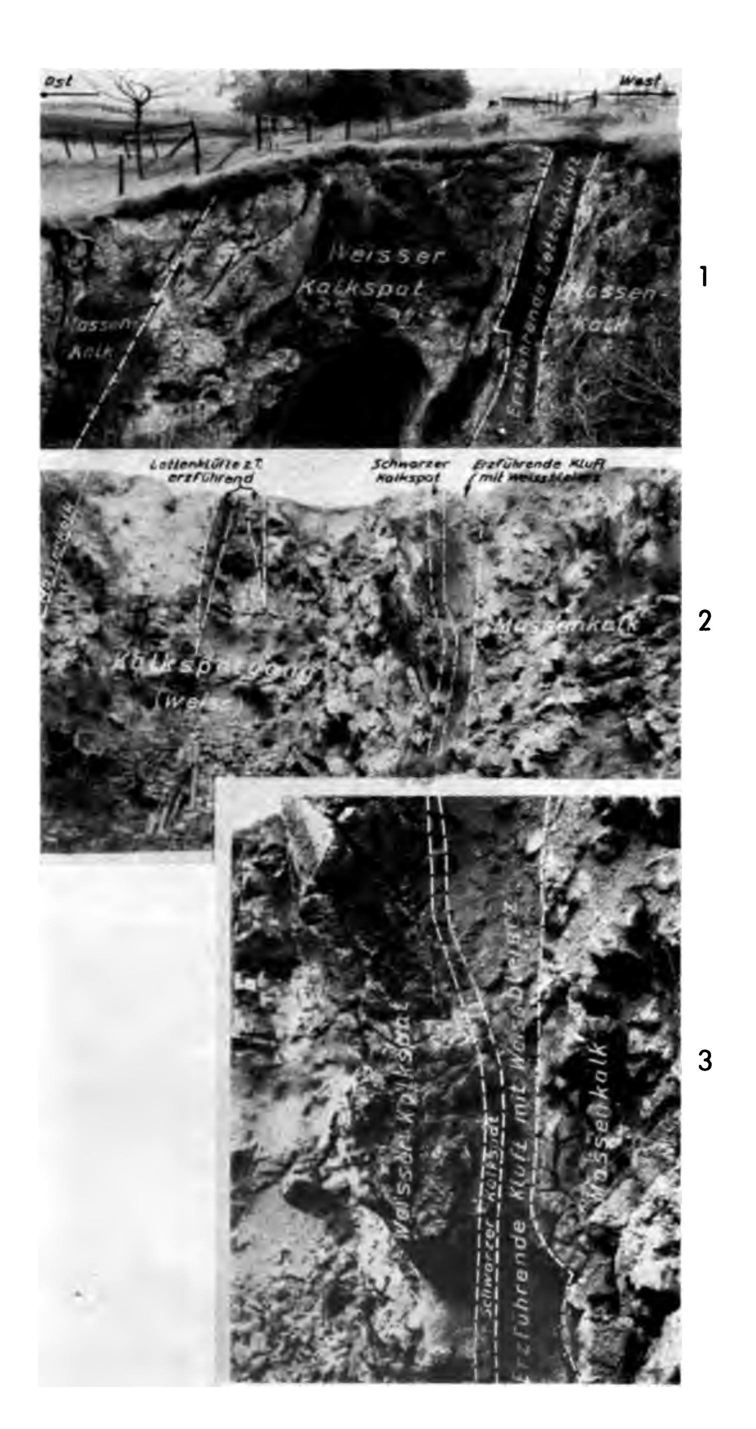
Bild 1: Blick in den Tagebau der Kalkspatgrube an den Geseker-Steinen. Die steilen Wände des Bruches, von zahlreichen Harnischen bedeckt, bestehen aus mitteldevonischem Massenkalk. Die tiefe Sohle des Bruches (hell) besteht aus Kalkspat. Streichen des Ganges NNW—SSE. Mächtigkeit bis 20 m.

Bild 2: Geseker Steine: Kalkspatgang im mitteldevonischen Massenkalk; links (dunkel) Harnisch auf Massenkalk. Auf der Kluft zum Kalkspat (weiß) oft Bleiglanzkristalle. — Teilausschnitt aus Bild 1.

Bild 3: Kalkspat an den Geseker Steinen. Die im Karbon entstandenen Spalten füllten sich mit Kalkspat. Von gewissen Kristallisationszentren bildeten sich bis $^1/_2$ m lange Kalkspatkristalle (vgl. Bild 2).

Bilder 1—3 phot. Wilke


1
Massenkalk
Kalkspat
2
Osten
Westen
Harnisch auf Massen-kalk
Kalkspatgang
3


Ost
West
Weisser Kalkspat
Massen-kalk
Massen-kalk
Lettenklüfte z.T. erzführend
Schwarzer Kalkspat
Erzführende Kluft
Massenkalk
Kalkspatgang (weiss)
Weisser Kalkspat
Massenkalk
1
2
3

·ren Kreide, die leicht der Metasomatose unterliegt, zeigt dieser Spat kei-
ei Beeinflussung des Massenkalkes.

Der Schwerspat von Bleiwäsche ist aszendenter Natur und ist keines-
s mit Ba-Lösungen aus dem Zechstein in Verbindung zu bringen, wie STAHL
2) das für das Schwerspat-Vorkommen des Harzes annimmt. Ich schließe
ı der Ansicht SCHNEIDERHÖHNS (1949) an, der die Schwerspatvorkommen in
jüngeren Formationen auf aszendente Lagerstätten des älteren Untergrun-
zurückführt, deren Schwerspat durch jüngere Thermen nach oben gebracht
le und zum Absatz kam.

c) Quarz:

Es handelt sich hierbei nur um junge Quarzbildungen, die mit Quarz-
;en, wie sie PAECKELMANN im tieferen Mitteldevon beschreibt (s. Erl. Brilon,
.), nichts zu tun haben.

Er kommt in Drusen und Spalten mit dem Bleiglanz zusammen vor. So
achten wir Citrinkristalle zusammen mit Glasurerzen auf dem Kalkspat im
gang der Grube Heitmann bei Alme; ferner im Immentaler Gangzug zu-
nen mit Brauneisenstein (Schwefelkies), Bleiglanz und Kalkspat als schöne
gonale Pyramiden in Drusen und auf Klüften im verkieselten Massenkalk.

Meist handelt es sich um Bergkristall und Citrin. In den Grünsanden der
·orfenen Scholle von Oberkreide am Südrand des Radlinghäuser Teiches
n sich zahlreiche einzelne Bipyramiden von Quarz mit Schwefelkies und
ıneisenstein beobachten. Der Massenkalk ist in der Nähe dieser Kieselsäure-
en weitgehend verkieselt.

Inwieweit die Verkieselung der Kreide auf dem Briloner Plateau mit dem
teigen dieser Kieselsäurelösungen oder, wie PAECKELMANN annimmt, mit
Klima der Tertiärzeit zusammenhängt, muß Gegenstand besonderer Unter-
ungen sein. Die Blei-Zink-Eisen-Baryt-Kieselsäure-Lösungen sind gleich-
:ig und zu ihnen gehört auch die jüngste Kalkspatgeneration.

d) Letten:

Zum Schluß ist die Lettenbildung zu besprechen, da die Letten vielfach
;er der Erze sind. Es ist dabei zu beachten, daß es Letten gibt, die älter
doch gleichaltrig sind mit den Erzen; dies sind in erster Linie die erz-
enden, schwarzen Letten, die auf Bleikaule beträchtliche Erzmengen
ınten) enthalten. Sie sind in der höheren Oxydationszone rot, violett und
} gefärbt, wie man auf der Halde Seegen Gottes beobachten kann.

Demgegenüber stehen Letten, die sicherlich von oben nach der Erzbil-
; in die erzführenden Klüfte herabgespült wurden und auch kleinere Ge-
· von Kieselschiefern und alten paläozoischen Gesteinen führen (vgl. Glasur-
ler Grube Eichholz, 28-m-Sohle); in diesem Fall sind die Kristallflächen der

---

Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 8

1: Kalkspatgang im Massenkalk.
An der Grenze Kalkspat/Massenkalk erzführende Lettenkluft. Stollen im Kalkspat-
gang zur Kalkspatgewinnung. — Zweiter Steinbruch von Norden westlich des Kalva-
rienberges.

2: Blick auf den nördlichen Stoß des südlichen Kalkspatbruches westlich des Kalvarien-
berges bei Brilon.

3: Erzführende Lettenkluft mit Weißbleierz und Glasurerz am nördlichen Stoß des süd-
lichen Kalkspatbruches westlich des Kalvarienberges bei Brilon. Teilausschnitt aus
Bild 2. Bilder 1—3 phot. WILKE

Glasurerze stark korrodiert und die Höhlungen durch diese jungen Lett
dungen und deszendenten Wässer angefressen.

Die schwarze Farbe der Letten dürfte in erster Linie auf Eisen und M
zurückzuführen sein, wie es im Kalkspatgang westlich des Calvarienberg
der Verwitterung aus dunklen Kalkspäten frei wird.

Im übrigen sind über die Entstehung und Erzführung der Letten zu
in Clausthal Untersuchungen im Gang, deren Ergebnisse demnächst vor
dürften:

Eine chemische Untersuchung der Letten der Grube Bleikaule auf Bl
Zink, in einem Falle auch auf Eisen, ergab folgende Resultate:

Probe-Nr.		Pb%	Zn%
46	Bleikaule bei Brilon, Schwarze Letten	3,90	0,96
47	„ „ „ „ „	4,05	0,80
48	„ „ „ „ „	5,85	2,—
49	„ „ „ „ „	5,65	0,80
50	„ „ „ „ „	6,60	2,60
	Durchschnitt:	5,21	1,35
	Durchschnitt Pb + Zn (Sa.):		6,56%

74 Bleikaule bei Brilon, Schwarze Letten:

Pb		Zn		Fe	
sulfidisch	oxydisch	sulfidisch	oxydisch	sulfidisch	oxydisch
0,47%	4,21%	0,35%	0,53%	0,00%	0,79%

B. Die geologische Form und Position der Lagerstät

1. Allgemeines

In den alten Mutungsprotokollen wird das Vorkommen der Erze st
„nester- und lagerförmig" bezeichnet, und es wird aus diesem Grund st
Verleihung eines Geviertfeldes (Abb. 7) gebeten. Auch in der Revierbe
bung des Bergreviers Arnsberg werden die Lagerungsformen ähnlich beze

In den Erläuterungen zu den Bl. Brilon, Madfeld, Alme und Adorf, a
sich das Distriktsfeld verteilt, schreibt PAECKELMANN unter Anlehnung a
alten Angaben von „stock-, nester- oder gangförmigen Blei-Zink-Erzlag
ten", die eine Mächtigkeit von 2—6 m erreichen können; sie seien im Kal
an der Grenze Schiefer/Kalk durch metasomatische Umsetzungen entstand

Diese Angaben lassen jedoch kein klares Bild von der Form und (
der Lagerstätten erkennen.

Da die letzten Gruben vor ungefähr 70—80 Jahren und andere vo
150 Jahren stillgelegt wurden, ist es sehr schwer, sich heute noch ein Bi
der wirklichen Natur der Lagerstätte zu machen. Hier hilft nur ein ge
Studium der alten Akten und Risse, die leider auch zum größten Teil dur
letzten Kriegseinwirkungen verlorengegangen sind, oder die Möglichk
einige der alten Gruben zu gelangen und den Verband der Erze mit
Nebengestein an Ort und Stelle zu studieren.

Der letztere Fall ist z. T. dadurch gegeben, daß der jetzige Ca-Spa
bau zum Tiefbau übergegangen ist und an einigen Stellen bis zu einer
von 50 m, d. h. dicht über den Grundwassergspiegel, und im Niveau de
Bergbaues abbaut. Hierbei sind gelegentlich Bleiglanz und Galmeierze an
ren worden und können in ihrer Position z. T. auch jetzt noch untersuc
gesammelt werden. Da jedoch bei der Förderung des reinen Kalkspate
Wert auf störende Beimengungen gelegt wird, so werden die erzfühi

alten meist gemieden oder, wenn angefahren, dort nicht weiterverfolgt und t auch das Fündigwerden im Interesse des Spatbaues verschwiegen. Bei den den Spatgruben gefundenen Erzen handelt es sich aber ausschließlich um uterze.

Die eigentliche primäre Lagerstätte ist nirgends mehr aufgeschlossen; sie ist auch durch den alten Bergbau nur in den seltensten Fällen rreicht worden. Einwandfrei primäre Erze sind nur auf der Grube Bleikaule nd z. T. auch auf den Gruben Seegen Gottes und Schlammkaule, bei Brilon, gewonnen worden. Die Grube Bleikaule liegt seit 1858, die Grube Seegen Gottes seit 1888 still. Auf der Halde der Grube Bleikaule kann man die primären Erze jedoch noch jetzt sammeln.

Nur auf diesen beiden Gruben gelang es den Alten, zeitweise unter dem Grundwasserspiegel abzubauen.

2. Die verschiedenen Typen der Lagerstätte

Das Studium der alten Akten und Risse und die geologische Untersuchung über und unter Tage ergaben in bezug auf die geologische Form der Lagerstätte folgende Typen:

a) Typ der erzführenden Störungen und Lettenklüfte auf den Kalkspatgängen oder im Massenkalk,
b) erzführende Drusen und Nester im Kalkspat der Gänge,
c) Typ Bleiwäsche:
  α) Bleiglanz im Schwerspat als metasomatisch veränderte Kreide,
  β) Bleiglanz auf Kalkspat in der Überschiebungs- resp. Verwerfungsbrekzie,
  γ) Bleiglanz auf Barytgängen.
d) Dolinentyp: Bleiglanz, Schalenblende (Galmei), Kupfererze und Schwefelkies (Brauneisenstein) in den Letten alter Dolinen und Schlotten (vgl. Iserlohn und Schwelm).
e) Die eigentlichen metasomatischen Vorkommen im Massenkalk oder Dolomit.

a) Typ der erzführenden Störungen und Lettenklüfte:

Hierher gehören in erster Linie die Vorkommen auf den alten Gruben omberg, Victoria, Hauptmann, Hütte, Eichholz und der Spatgrube westlich es Calvarienberges an der Briloner Wasserbohrung.

In der Spatgrube westlich des Calvarienberges (Taf. 8, Bilder 1—3) ird zur Zeit ein Spatgang abgebaut, der im Streichen von jüngeren Klüften urchsetzt ist. Auf einer dieser Klüfte treten über Tage Weißbleierze und iner Bleiglanz auf. Die Weißbleierze hatten laut chemischer Analyse einen b-Gehalt von 49,2% und einen Zn-Gehalt von 1,1%. Die sulfidischen Bleierze ıthielten 71,2% Pb. Die Kluft selbst ist von einem schwarzen Letten mit mehr ler weniger Pb-haltigen Dolomitknauern erfüllt. Unmittelbar neben den Erzen egt ein durch Mangan schwarz gefärbter Kalkspat. Dieser Spat hat bei seiner erwitterung dunkle, schwarze Letten ausgeschieden. Es sind dieselben Veritterungsrückstände, die auf der Grube Bleikaule einen Teil der schwarzen etten bilden. Der in der Kluft angetroffene Bleiglanz (Glasurbleierz) ist rindenmig von Weißbleierz umgeben.

Die Kluft selbst ist bis zu ½ m mächtig. Sie selbst oder doch Parallelklüfte ıd in den vier aufeinanderfolgenden Pingen neben anderen Klüften deutlich

zu erkennen. Im südlichen Bruch liegt sie zwischen Kalkspat und Massenkalk (Taf. 8, Bilder 2, 3). Die zu beobachtenden Erze sind sämtlich Erze der Oxydationszone. Da wir in dieser Grube durch die Städtische Wasserbohrung über die Tiefe des Wasserspiegels orientiert sind (60 m), so ergibt sich, daß erst unterhalb 60 m mit dem Auftreten von Primärerzen zu rechnen ist.

Das kluftförmige Auftreten der Erze in einem rötlichbraunen Letten wird auch auf dem neu aufgeschlossenen Abbau auf Kalkspat der alten Grube Romberg erkenntlich. Hier hat der auf dem Spatgang niedergebrachte Schleppschacht eine erzführende Lettenkluft östlich des Ganges erkennen lassen, die von den Alten abgebaut wurde. Es finden sich in dem braunroten Letten noch jetzt gelegentlich derbe Stücke von Glasurerzen. Ungefähr 200 m weiter nördlich führt anscheinend die gleiche Kluft Schwefelkies, der z. T. schon in Brauneisenstein umgewandelt ist.

Dieser Schwefelkies ist begleitet von jüngerem Spiegelspat, sitzt aber selbst auf altem Spat auf, dessen Kristallformen sich als Negative im Schwefelkies erhalten haben. Auch hier liegt die Kluft nicht in, sondern unmittelbar neben dem älteren Kalkspatgang. Die Fortsetzung dieser Kluft wird nördlich der Bachschwinde am Südhang des Heimberges von einer Kluft gebildet, auf der Galmeierze und Schwefelkies saßen und abgebaut wurden (Grube Victoria). Noch jetzt kann man den beim Abbau stehengebliebenen Spat auf der Kluft im Mundloch des Stollens beobachten.

Eine solche Bleierz führende Kluft ist auch auf der 28-m-Sohle der Grube Eichholz im Immental zu beobachten. Auf der mit rotbraunen Letten angefüllten Kluft, die den Spatgang in einer Breite von $^1/_2$ m kreuzt, traten mehrere Zentner derbe Glasurerze auf, die mit jungem Kalkspat umwachsen sind. An verschiedenen Stellen kann man beobachten, wie die Erzführung auch den alten Kalkspat durch Einsprengungen von Bleiglanz weiterhin in ein abbauwürdiges Erz verwandelt hat. Leider ist die Kluft nicht weiter untersucht worden, nachdem alles, was an Erz zu finden war, herausgeholt worden war und zur Ausschmückung von Steingärten benutzt wurde.

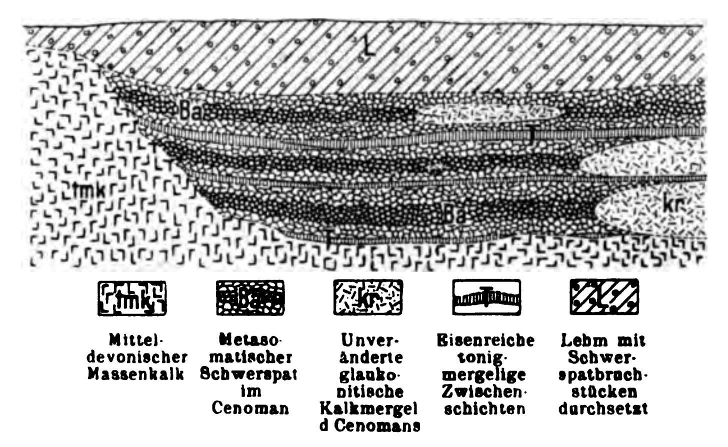
Die Bleiglanzstufen zeigten ein vom Sickerwasser stark korrodiertes Aussehen. In den Taschen und Hohlräumen der Erze fanden sich Reste von braunem Ton, in dem selbst kleine Gerölle von Kulmkieselschiefern und Wetzschiefern stecken. Daraus geht hervor, daß bis zum jetzigen Grundwasser herunter Letten vom Tage her mit kleinen Geröllen kulmischer Gesteine in die Klüfte hineingespült worden sind, nachdem die löslichen Substanzen, wie Kalkspat, auf der Kluft ausgelaugt waren. Auch die primären Tone, in denen die Erzlösung zur Ausfällung kam, sind fortgeführt; wo sie noch vorhanden sind, sind es rote, gelbe und gebleichte „bunte" Letten.

Bisher ist also nur der Eiserne Hut des Kluftlagerstättentyps aufgeschlossen, da keines der Gangvorkommen bisher durch den Bergbau unter den Wasserspiegel verfolgt wurde.

b) Erzdrusen und Nester im Massenkalk und im Kalkspat der Gänge:

Als Typ dieser Lagerstätte hat die Grube Felsberg bei Brilon zu gelten, die neben „Bleiwäsche" wohl der größte und älteste Bleiproduzent im Briloner Feld gewesen ist. Es sind kurze, nur mehrere Meter lange Nester auf Klüften und Hohlräumen im Kalkspat oder Massenkalk. Das größte Nest, aus derbem Glasurerz bestehend, erreichte eine Breite von 0,50 m und eine Länge von etwa 7.0 m und lieferte rund 700 Ztr. reine Glasurerze (Akten des Bergreviers Sauerland).

Der Typ dieser Lagerstätte ist jetzt noch im Aufschluß des alten, östlich der Grenze Kulm-Massenkalk gelegenen Kalkspatganges der Grube Heit-ann-Alme zu sehen. Hier sind auf einer Kluft am westlichen Stoß der Grube :reinzelte Bleierzwürfel eingesprengt, die sich immer stärker anhäufen und zu-tzt ein ziemlich derbes Nest von Bleiglasurerzen bilden. Die Anhäufung auf iner Kluft im Kalkspat ist deutlich erkennbar und wird noch deutlicher auf ler östlichen Wand, wo neben dem Bleiglanz auch noch Quarz in Form von :itrinkristallen auf dem alten Spat ausgeschieden ist. Die Analysen der Glasur-:rze ergaben 81,5% Pb.



ıbb. 2. Übergang des metasomatischen Schwerspats in unveränderte glaukonitische Kalkmergel des Cenomans bei Bleiwäsche in Westfalen. Nach BÄRTLING (1926).

Erze des gleichen Lagerstättentyps sind versuchsweise im Immental südöst-ich der Nehdener Mulde in verschiedenen Schürfen und Schächtchen abgebaut vorden und dürften auf dem Immentaler Gangzug noch mehrmals vertreten ein. Die Analysen der Bleierze ergaben:

Probe 15	Pb 72,7%;	Zn 0,9%
Probe 16	Pb 81,4%;	Zn 0,5%.

c) Typ Bleiwäsche:

Die Bleiführung des Gebietes um Bleiwäsche ist seit Jahrhunderten be-annt. Es sind drei Typen von Lagerstätten, die hier Erz führen:

α) Metasomatische in Baryt umgeänderte Kreide mit PbS-Erzführung, .i. Bleiglanz auf Schwerspat. Bei Bleiwäsche tritt an verschiedenen tellen im Dorf und südlich davon als Träger des Erzes Schwerspat auf, der ntweder metasomatisch die Kreide (Grünsand) verdrängt (Abb. 2) oder auch ı Gängen im Massenkalk direkt ausgeschieden wurde (Abb. 4). Eingesprengt in chwerspat tritt Bleiglanz auf, der in früheren Jahrhunderten abgebaut wurde, ei der späteren Schwerspatgewinnung jedoch als lästiger, die Qualität min-ernder Bestandteil in Kauf genommen werden mußte.

β) Bleiglanz auf Kalkspat der Störungs- und Überschie-ungsbrekzie: Wenn man die alten Pingenzüge vom Ort Bleiwäsche nach Vesten verfolgt, so erkennt man einen rund 50—100 m breiten Pingenzug, der

im Kalk genau an der Grenze Kulm (Kiesel- oder Tonschiefer) / Massenkalk ver-
läuft (Abb. 3).

Wie sich aus den alten Akten und auch aus gelegentlichen Haldenproben
ergibt, sind die Erze an die Zerrüttungszone der Störung im Kalk gebunden.
Starke Verkieselung der Kalke läßt sich beobachten. In diesen verkieselten und
z. T. auch dolomitisierten Kalken ist auf Klüften Kalkspat ader- oder gang-

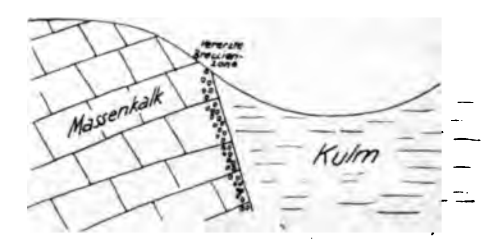


Abb. 3. Vererzte Störungszone bei Bleiwäsche.

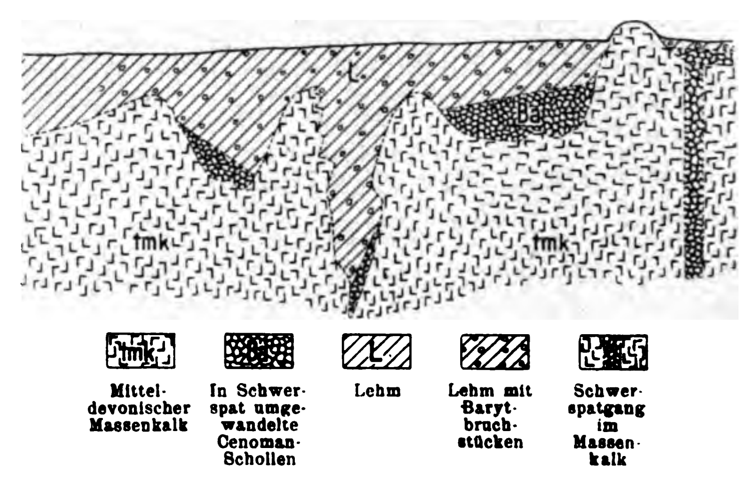


Abb. 4. Schnitt durch das metasomatische Schwerspatvorkommen von Bleiwäsche in Westfalen
(Schematisch.) Nach BÄRTLING (1926).

förmig ausgeschieden worden; auf ihm findet sich Bleiglanz in z. T. abbauwür-
diger Menge. Dieses Auftreten des Bleiglanz führenden Kalkspates auf einer
Verwerfungs- oder Überschiebungsbrekzie stellt den zweiten erzführenden Typ
von Bleiwäsche dar. Diese Art der Lagerstätte entstand dort, wo sich vor einer
undurchdringlichen Tonschieferschicht in einer porösen Kalkbrekzie die Lösun-
gen stauten und zur Ausfällung kamen.

Den gleichen Typ haben wir in den Gruben Antoinette und Plattenberg bei
Messinghausen vor uns.

Auch das Vorkommen im Graf Spee'schen Forst bei Alme östlich der Kalk-
spatgrube Heitmann gehört zum Typ Bleiwäsche, wenn nicht überhaupt ein
kontinuierlicher Zusammenhang zwischen beiden Vorkommen besteht, da ja die
geologische Position auf beiden die gleiche ist.

Die Hauptmasse des Kalkspates als Gang- oder Brekzienführung ist älter
als der Schwerspat; der letztere ist postkretazisch, da er ja die Kreide metaso-

ıatisch verdrängte; nur der Spiegelspat ist jünger und zu gleicher Zeit wie das ırz entstanden.

γ) Schwerspatgänge mit Bleiglanz. Als dritter Bleierzlager-ättentyp sind die Schwerspatgänge, südlich Bleiwäsche, zu nennen. Sie stellen ʳgl. Abb. 4) die Zufuhrkanäle der Barytlösungen dar, von denen die Kreide ıetasomatisch verdrängt wurde. Im Schwerspat der Gänge treten Bleiglasurerze uf. Die Erzlösungen sind gleichaltrig mit den Barytlösungen.

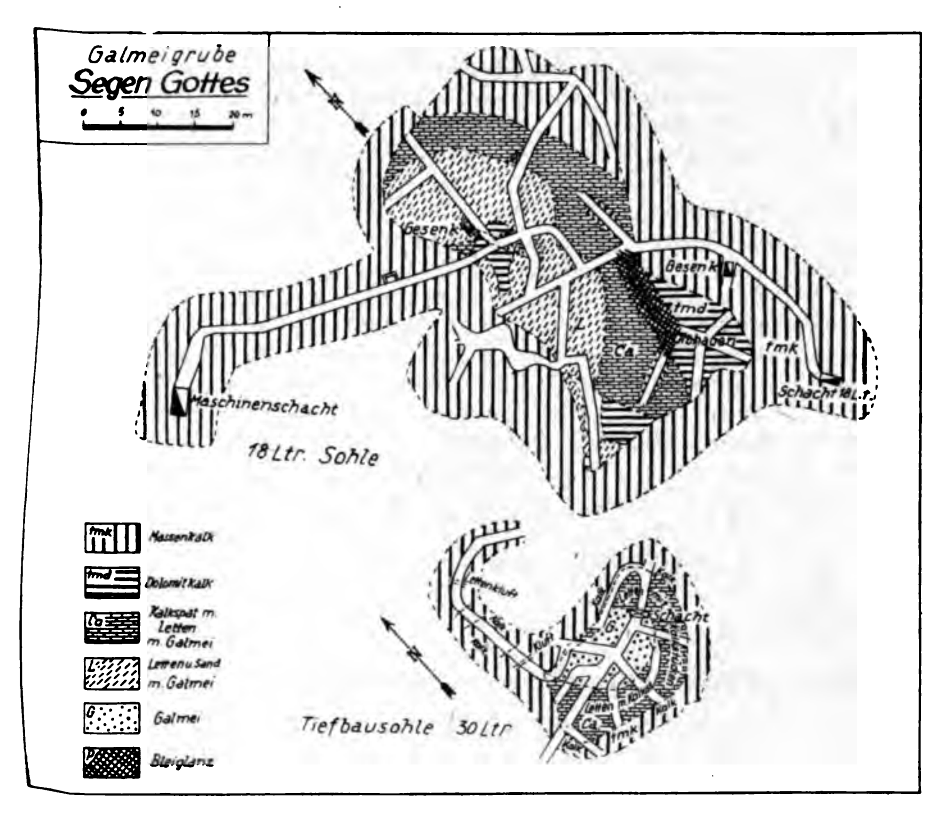


Abb. 5.

Kurz vor dem zweiten Weltkrieg sind hier bei Schürfen des Amtes für Bodenforschung einige Zentner Glasurerze gewonnen worden.

d) Der erzführende Dolinentyp:

Hierher gehören die Gruben Seegen Gottes, Kanzlei und wahrscheinlich auch Bleikaule bei Brilon.

Bei dem Dolinentyp handelt es sich vorwiegend um Erze, wie Galmei resp. Schalenblende. Blei tritt zurück und erscheint dann meist in Schnüren im schwarzen Letten oder als „bleiischer Galmei". Die Dolinen sitzen oft perlschnurartig auf einer Störung im Untergrund und geben in ihrer Reihenfolge damit den Verlauf der Störung an (Immentaler Störungen, Kanzlei).

Die mit Erzen angefüllten Dolinen und Taschen sind in ihrer Anlage prä-

kretazisch oder alttertiär. In ihnen finden sich große Mengen von Spiegelsp und Letten, die unter dem Wasserspiegel schwarz, darüber in der Hutzone r gelb, braun und weiß gefärbt sind. Neben den Letten und mit ihnen vermen sind verstürzte tertiäre Sande an der Ausfüllung der Dolinen beteiligt. „D Erze treten streifenartig unregelmäßig inmitten der hier stockwerkartig a gelagerten Lettenmasse auf" (Bericht über Grube Seegen Gottes, 1858). Daß sich um echte Dolinen handelt, in denen im Letten die Erze zur Ausfällu kamen, geht aus den Grubenbildern hervor (vgl. 30- und 60-m-Sohle der Gru Seegen Gottes, Abb. 5). Im allgemeinen ist die Grenze Massenkalk/Doline se scharf. Selten ist der Kalk dolomitisiert, mitunter aber an der Grenze zur Doli mit Kalkspatadern durchsetzt, auf denen Bleiglanzkristalle zur Ausfällung kam (Seegen Gottes, 80-m-Sohle).

Der Durchmesser der Dolinen und damit der Lagerstätte verengt sich mei nach unten, kann auch nach Streichen und Fallen umbiegen. Es können na der Form der Dolinen auch alte unterirdische Wasserläufe vorgelegen habe Entsprechend der Natur ihrer Entstehung setzen die Dolinen sich nicht in gro Teufen fort, sondern schließen sich meist unten wieder oder gehen auch o horizontal in schlauchförmige Bildungen über, die mit Erzen, Letten und Kal spatbildungen angefüllt sind. Die Grube Seegen Gottes bei Brilon läßt d erkennen. Während die Doline über Tage auf Grund der alten Halden eine Durchmesser von 50—60 m gehabt hat, nimmt der Durchmesser nach der Teu zu ab, so daß auf der 60-m-Sohle der Grube Seegen Gottes ein solcher von n 20—25 m festzustellen war. Die Dolinen der Grube Kanzlei haben eine durc schnittliche Tiefe von rund 50 m erreicht, wobei bei späteren Untersuchung arbeiten immer noch Alter Mann angefahren wurde und die primäre sulfidisc Zone nicht erreicht wurde.

Die Tiefe der Dolinen oder erzführenden Schlotten hängt von der Lage d tertiären und präkretazischen Wasserspiegels ab, der mit dem jetzigen ni übereinstimmte.

e) Die eigentlichen metasomatischen Vorkommen:

Nach PAECKELMANN und, wenn man im allgemeinen der spärlichen Litera folgt, sollen die Blei-Zink-Erze von Brilon metasomatischer Natur sein. wären, vor allem die Galmeierze, durch Verdrängung des Kalkes entstanden.

Da aber der Galmei bei Brilon, wie sich einwandfrei feststellen läßt, Schalenblende entstand, und zwar unter Einfluß der Sickerwässer, indem geschwefelten Erze durch gebirgsbildende Bewegungen über den Grundwass spiegel gehoben und damit den chemischen Vorgängen im eisernen Hut a gesetzt wurden, kann von einer metasomatischen Bildung dieser Galme erze keine Rede sein. Andererseits ist die Schalenblende in den Letten drusiger, nierenförmiger Form, z. T. sogar als Stalaktiten und Stalagmit abgesetzt.

Die Hohlräume, d. h. die Dolinen mit ihren Letten, waren schon vorhand als die Erzlösungen aufstiegen; sie wurden nicht durch Metasomatose des K kes, der rund 98—99% reinen $CaCO_3$ enthält, sondern durch auslaugende W ser geschaffen. Die eingeschlämmten Tone können deshalb auch nicht als ton Bestandteile des an Ort und Stelle verdrängten Massenkalkes angesehen w den; dazu ist der Kalk, wie gesagt, zu rein, um primär in den Dolinen sol Mengen Tones zu hinterlassen.

Vielmehr sind, wie Fremdkörper in den schwarzen Tonen zeigen, die Tone in die schon vorhandenen Dolinen eingeschwemmt, und zwar schon früher, als die Erzlösungen aufstiegen und als ZnS, PbS und FeS_2 auf den Letten ausgefällt wurden.

Es bleiben also für echte metasomatische Erze nur weit weniger Möglichkeiten übrig, als bisher angenommen wurde.

Das sind einmal blei- und galmeireiche Dolomite (Grube Hauptmann, Kanzlei, Heimberg und Weiße Kaule) auf oder neben den Klüften oder Dolinen. Sie dürften metasomatischer Natur sein; ihre Erzführung kann einige Prozente Zn betragen, und sie wurden auch gelegentlich abgebaut.

Ferner wurden im Dolomit der Halde der Grube Kanzlei einige Handstücke gefunden, in denen Bleiwürfel direkt im Dolomit sitzen, ohne daß das Auftreten irgendeiner Gangart zu beobachten wäre. Hier liegt natürlich eine Verdrängung des Dolomits durch den Bleiglanz vor.

Es hat überhaupt den Anschein, als ob eine Metasomatose, wenn sie vorhanden ist, über die Dolomitisierung herüber stattfindet.

Echte Metasomatose liegt natürlich, wie schon BAERTLING nachwies, in der Verdrängung der Oberen Kreide durch den Schwerspat vor. Hier lassen sich alle Stadien der Verdrängung beobachten. Es handelt sich aber bei dem verdrängenden Mineral nicht um ein Erz, sondern um Schwerspat mit Erzführung (Abb. 2).

C. Alter und Genese der Lagerstätten

Bereits bei der Besprechung der Form, unter der die Pb-Zn-Erze des Briloner Galmeidistriktes auftreten, wurde die Genese und das Alter der Erzlösungen mehrfach gestreift.

Gehen wir nun bei der Entstehung der Lagerstätten von folgenden Tatsachen aus:

1. Die Erzlösungen, aus denen sich die Lagerstätten niederschlugen, sind jung, und zwar jünger als die Kreide und das Tertiär.
2. Die ursprünglichen Erze waren sulfidisch, genau wie sie noch jetzt unter dem Wasserspiegel sulfidisch sind (Bleikaule).
3. Die Erze kamen auf Klüften, Hohlräumen und Dolinen zur Ablagerung, die von den Erzlösungen nicht erst metasomatisch geschaffen werden mußten, sondern schon vorhanden waren. Es kann deshalb von einer Metasomatose schlechthin nicht gesprochen werden.
4. Für die Entstehung der Hohlräume und Klüfte sind Verkarstungserscheinungen verantwortlich, die sich vor allem im Alttertiär auswirkten.

Unter Zugrundelegung der obigen Tatsachen dürften sich vor und nach der Ablagerung der Kreide resp. des Tertiärs folgende Vorgänge abgespielt haben:

Nach der Transgression des Zechsteins erfolgte ein Rückgang des Meeres. Das Briloner Massenkalkmassiv, das schon seine heutige Umrandung und Tektonik zeigte, befindet sich in langsamer Aufwärtsbewegung, die bis zur Oberkreidezeit andauert.

Bereits im Jura und in der älteren Kreidezeit herrschten hier Bedingungen, die zu einer Verkarstung des Gebietes und einer Dolinenbildung führten. Durch das allmähliche Aufsteigen des Gebietes bildet sich mit der Verkarstung ein sehr tief liegender Grundwasserspiegel. Ferner bildeten sich während der kimmerischen Gebirgsbildungen auf den alten Bruchzonen neue Klüfte; besonders geeignet hierfür waren die auf alten Störungen sitzenden Kalkspatgänge.

Mit dem Beginn der Oberen Kreidezeit sank das Briloner Gebiet ein und gelangte unter Meeresbedeckung. In den Dolinen und Klüften kamen Tone zum Absatz und das ganze Gebiet wurde vom Meer der Oberen Kreide überdeckt.

Am Ende der Kreidezeit zog sich das Meer zurück und das östliche Sauerland wurde Land. Die Kreidebedeckung wurde abgetragen und Verkarstung und Dolinenbildung begannen von neuem. Tone und Letten wurden neuerdings in die Klüfte und Hohlräume hineingespült. Sie befanden sich jetzt zum größten Teil unter dem Grundwasserspiegel.

Wahrscheinlich im Miozän, durch die savische Faltung mobilisiert, begannen Erzlösungen als Thermen emporzusteigen. Sie wurden als Sulfide des Zn, Pb, Cu und Fe ausgeschieden. Auch Baryum- und Kieselsäurelösungen folgten. Die letzteren führten zu Verkieselungserscheinungen im Nebengestein der Spalten, u. a. im Massenkalk und zu Neubildungen von SiO_2.

Der Aufstieg erfolgte auf den vorgezeichneten Wegen: den Klüften und den auf ihnen sitzenden Dolinen im Massenkalk oder an der Grenze Massenkalk—Schiefer—Diabas, jedoch vorwiegend auf den Kalkspatgängen.

Mit dem Ende des Tertiärs und zu Anfang des Quartärs setzt eine durch die Tal- und Terrassenbildung der Flüsse des Rheinischen Schiefergebirges kenntlich gemachte Emporwölbung der rheinischen Masse ein, so daß ein großer Teil der sulfidischen Erze über das Grundwasserniveau gerät und den Gesetzen der Oxydationszone unterworfen und in oxydierte Erze umgewandelt wurde.

In diesem 40—60 m mächtigen Niveau über dem jetzigen Grundwasserspiegel ging der alte Bergbau um, da es mit den damaligen Mitteln nicht möglich war, die bedeutenden Wassermengen im Massenkalk zutage zu fördern.

Bei der Genese der Lagerstätten ist noch die Tatsache zu berücksichtigen, daß alle Lagerstätten sich im Massenkalk, auf dem Kalkspat oder in der Kreide befinden. Die Gegenwart des Kalkes war nötig zur Ausfällung der Erzminerale. Besonders günstig war auch das Nebeneinander von Kalk und undurchlässigen Schichten, hier vor allem der Tonschiefer des Kulms oder der Briloner Schiefer. Auch die Grenze Diabas/Kalk hat sich mehrfach als günstig zum Anstau der Erzlösungen erwiesen. An einer Stelle, wo bei Rösenbeck Diabas neben Kulmkieselschiefer lag und die Erzführung sich auf die Kieselschiefer beschränkte, dürfte der dicht unter der Erdoberfläche anstehende Massenkalk der Grund für die Erzausfällungen gewesen sein.

Stets ist zu beobachten, daß Erz- und Kalkspatführung auf der Störung sofort aufhören, wenn die Spalte in den Kulm resp. das Oberdevon übersetzt. Das gleiche gilt für das Eintreten der Störung in die liegenden mitteldevonischen Diabas- und Tentaculitenschichten. Ein schönes Beispiel hierfür bietet die Immentaler Störung, die im Kern des Messinghäuser Sattels erzfrei ist, sofort aber wieder erzführend wird, sobald sie in den Massenkalk des südlichen Flügels gelangt (Grube Bomberg und Weiße Kaule).

D. Die Herkunft der Erzlösungen (Aszendenz oder Deszendenz)

Es bestehen hierfür verschiedene Möglichkeiten. Die Theorie der Herkunft der Lösungen aus dem Massenkalk, wie sie noch von Hoffmann (1896) in seiner Arbeit für die Iserlohn'schen Galmeierze gefordert wurde, dürfte sich nicht aufrechterhalten lassen. Die Annahme einer Lateralsekretion entfällt also, wenn auch das vorwiegende Auftreten der Erze im Massenkalk zugunsten

ner solchen Meinung sprechen könnte. Auch die Deszendenz der Lösungen ınn ernsthaft nicht vertreten werden, nachdem auch die Obere Kreide von :r Vererzung betroffen ist und über der Kreide irgendwelche Schichten, die e Lösungen geliefert haben könnten, nicht mehr zur Ablagerung kamen.

Offenbar handelt es sich also um Aszendenz der Lösungen. Die Mög-hkeit der Herkunft der Lösungen aus einem tertiären Lakkolithen soll nur ıgedeutet werden, dürfte aber kaum wahrscheinlich sein. Es sind auch keiner-i Tatsachen bekannt geworden, die dafür sprächen. Es bleibt daher für die erkunft der Erzlösungen eine Regeneration und Wiederbelebung alter agerstätten (im Sinne SCHNEIDERHÖHNS) im Unter- und Mitteldevon durch e tertiäre (prämiozäne) Gebirgsbildung oder die Regeneration des variszischen utons, der seinerzeit die variszische Lagerstätte Ramsbeck belieferte. Daß ıter dem Briloner Sattel in nicht allzu großer Teufe eine ähnliche Lagerstätte ie die von Ramsbeck sitzen könnte, ist durchaus möglich.

Von Interesse ist dabei die jetzt noch vorhandene Cu-, Zn-, Pb-Führung niger in der Nähe befindlichen Thermen (Volkmarsen, Belecke), die z. T. auf)-Zn-Cu-führenden Gängen entspringen. Auch Cu-Imprägnation des Mittleren ıntsandsteines bei Wrexen dürfte auf Thermentätigkeit zurückzuführen sein gl. K. FRICKE 1953).

Vielleicht deuten auch die Baryte von Bleiwäsche auf ie Möglichkeit hin, daß diese aus einer wieder mobil ge-achten Lagerstätte, ähnlich der von Meggen oder vom ammelsberg, stammen. Auch die Häufigkeit von Schwefel-ies auf einer Anzahl von Gruben (Hauptmannsgrube, Heim-erg, Romberg) spricht dafür[4]).

Es ist anzunehmen, daß unmittelbar während der tertiären orogenen Zei-n der thermale Erzaufstieg, unterstützt durch den Vulkanismus, bedeutend ärker war als jetzt, wo nur noch Nachklänge zu beobachten sind.

E. Vergleich mit anderen genetisch gleichen Lagerstätten

Die geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnisse im Briloner Galmei-strikt legen einen Vergleich mit Nachbargebieten, wo ähnliche geologische erhältnisse herrschen, nahe. In erster Linie kommt für einen Vergleich das ebiet von Iserlohn in Frage, wo Galmei-Lagerstätten ehemals die Grundlage nes blühenden Bergbaues bildeten. Überhaupt zeigt der Massenkalkzug, der 'n Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges über Hagen—Schwelm—Elber-ld begleitet, an einigen Stellen Lagerstätten gleicher Position wie die von ilon. Von besonderem Interesse sind endlich jüngere Blei-Zinkerz-Vorkommen der Paffrather Mulde, die, dem Bensberger Erzgebiet vorgelagert, die gleiche ılle spielen wie der Briloner Galmeidistrikt wahrscheinlich in bezug auf den ımsbecker Erzbezirk (vgl. SCHRIEL 1952).

1. Der Galmeibezirk von Iserlohn (Bl. Iserlohn, 1:25000) liegt ischen Hoennetal und Destinghofen. Er ist von verschiedenen Autoren, dar-ter von TRAINER, EICHHORN, v. DECHEN, SALOMON, HOFFMANN und zuletzt n FUCHS anläßlich der geologischen Aufnahme des Blattes Iserlohn bearbeitet ırden.

Die stratigraphische Ausbildung der die Erze umfassenden geologischen

[4]) Vgl. die Vorschläge für eventuelle Untersuchungen und Aufschlußarbeiten, unten, il VII.

Schichten ist die gleiche wie bei Brilon, nur daß das Oberdevon nicht in Mass‹
kalk, sondern in Flinzfazies entwickelt ist und daher für die Erzbildung a
scheidet. Dagegen sind die Stufen des Oberen Mitteldevons in gleicher Entwic
lung ausgebildet wie bei Brilon, nämlich:

Der Eskesberger Kalk Der Schwelmer Kalk	= Massenkalk
Die Oberen Honseler Schichten	= vorwiegend Ton- und Mergelschiefer mit vereinzelten Kalkbänken

Lagerungsformen bei Iserlohn und Brilon:

Die Position der Erzlagerstätten ist die gleiche: sie liegen im Massenkalk, und zwar unmittelbar auf oder dicht über dessen Grenze gegen die Oberen Honseler Schichten. Bei Brilon ist die Frage, ob die Lagerstätten einen bestimmten Horizont im Massenkalk bevorzugen, noch nicht entschieden.

Die Galmei-Lagerstätten von Iserlohn zeigen einen stockartigen, halbkreis- bis dreieckförmigen Querschnitt. Die Basis des Dreiecks liegt mit scharfei Begrenzung auf der Oberen Grenze des Lenneschiefers oder auf den Schicht flächen des Massenkalkes nahe dieser Grenze. Im Hangenden sind die Grenzei dieser Lager meist unscharf. Das deutet darauf hin, daß die lösendei Wasser vorzugsweise auf den undurchlässigen Tonschie fern ihren Weg genommen haben und aus diesem Grunde i erster Linie diejenigen Kalkpartien, die unmittelbar übe den Oberen Honseler Schichten lagen, ausgelaugt wurde

Andere Hohlräume erinnern an unterirdische Dolinen, Höhlen und Schlotte Dome und schlauchartige Hohlräume früherer tertiärer oder älterer unterirc scher Wasserläufe. Alle Hohlräume resp. Lagerstätten gehen nicht sehr tief u keilen nach unten aus, indem sie in eine wasserführende Kluft einbiegen. D größte durch den Bergbau aufgeschlossene Tiefe betrug 205 m. Andere Vc kommen näherten sich der Gangform; sie stellen Klüfte dar, die offenbar St rungen und Querverwerfungen im Untergrund folgen. Manche breiten sich net förmig auf Spalten und Rissen im Massenkalk aus.

Vergleicht man nun die Form der Lagerstätte mit denen von Brilon, so e kennt man, daß man es mit den gleichen Typen zun tun hat; z. B. zeigt d Grube Seegen Gottes dieselben Formen wie die Grube Krug v. Nidda am Calle busch. Auch die Grube Bleikaule zeigt den bogenförmigen Verlauf, wie er v Gruben aus Iserlohn bekannt ist (Grube Herrmann). Gangförmige Vorkomm auf Klüften sind gerade im Briloner Bezirk sehr gut bekannt; oder auch solch wo Dolinen perlschnurartig angeordnet den Verlauf einer Störung im Unte grund erkennen lassen (Grube Kanzlei—Neuer Aufschluß).

Sehr richtig vertritt schon LIESERHOFF den Absatz der Er von Iserlohn in schon vorhandenen Hohlräumen. Die Verdrä gung des Kalkes durch die geschwefelten Erze mag z. T. eine Rolle gespie haben. Die Hauptraumbildung geschah aber schon vor de Erzzufuhr. Bei Brilon zeigen ja verstürzte Massenkalkfossilien in den Ton Vererzung, ganz abgesehen davon, daß schon die schwarzen Tone da ware als ihre Vererzung erfolgte. Auch Diabas- und Kieselschiefergerölle in d schwarzen Tonen sprechen für eine Beschickung schon vorhandener Hohlräun mit Tonen und Fremdkörpern.

Endlich — und da hat HOFFMANN recht — läßt sich bei der Reinheit (üb 98% $CaCO_3$) der Massenkalke nicht die ganze Menge der Tone in der Lag

ätte als Rückstände des metasomatisch im Erz umgebildeten Massenkalkes ezeichnen; so viel Ton enthält der Massenkalk nicht.

Das übliche Schema: Aufstieg der metallischen Lösungen auf Spalten und lüften, Verdrängung des Kalkes von diesen Klüften durch die Erzlösungen, blagerung der primären Erze, genügt nicht zur Erklärung der Entstehung der esamtlagerstätte. Nur Teile, vor allem die Erzabscheidung auf den Spalten, ürften ähnlich entstanden sein.

Das Gros der Erze aber kam auf Letten in Hohlräumen zu Ablagerung, ie bereits vor dem Eindringen der Erze entstanden und nach ihrer Ausfüllung it Letten und anderem Material wieder unter den Wasserspiegel versunken aren.

Der Inhalt der Lagerstätten ist bei Iserlohn, Schwelm und Bersch-Gladbach der gleiche wie bei Brilon: Zinkblende (Schalenblende), Bleianz und Schwefelkies als primäre Erze; Galmei, Weiß-, Grünbleierz und rauneisenstein als sekundäre Umwandlungsprodukte. Als Gangart tritt vor lem Kalkspat auf, dazu auf allen Lagerstätten Letten, die z. T. älter, z. T. jüner als die Erze sein dürften.

Die Genese und Herkunft wurde schon gestreift und die Herkunft der rze aus dem Massenkalk und Lenneschiefer als undiskutabel abgelehnt. Auch letasomatose trifft nur zum kleinsten Teil zu.

Auch für Iserlohn kommt nur — FUCHS hat schon darauf hingewiesen — szendens der Lösungen in Frage. FUCHS weist auf den Zusammenhang der palten des Lenneschiefers im Liegenden der Kalke mit den Klüften hin, von enen die Lagerstätten gebunden sind.

Auch bei Iserlohn zeigt sich also die Tatsache, daß die Spalten nur im lassenkalk den Erzlösungen Möglichkeiten zur Ausfällung gaben.

Alles in allem ist die Ähnlichkeit der Lagerstätten von Iserlohn mit denen es Briloner Distriktes in bezug auf geologische Position, Inhalt, Entstehung nd Herkunft so weitgehend, daß für beide Lagerstätten dieselbe Entstehung ach Art und Zeit angenommen werden kann.

2. Die Galmeilagerstätten von Schwelm und Langerfeld ei Barmen sind zuletzt von KRUSCH (Z. d. D.G.G., 1903) beschrieben worden.

Beide Vorkommen ähneln denen von Iserlohn. Bei Schwelm ist der sehr rallenreiche Stringocephalenkalk, z. T. unter Erhaltung der Form der Fossin, in Markasit oder Zinksulfiderz umgewandelt. Es entstanden dann Zinkd Eisenerzlagerstätten nebeneinander.

Durch die oxydierende Einwirkung der Tageswasser bildeten sich bei hwelm (wie bei Brilon) oxydische Eisen- und Zinkerze.

Bei Langerfeld wurde der Stringocephalenkalk nach KRUSCH in ursprünglich lfidische Zink- und Eisenerze umgewandelt. Später fand eine nachträgliche cydation durch die Tageswasser statt.

„Die Lagerstätte ist außerdem deshalb interessant, weil hier mutmaßlich der Tertiärzeit (Jungtertiär) eine mechanische Umlagerung und Aufbereitung s Oxydationserzes und der Rückstandstone stattfand, derart, daß die oberen ile der Lagerstätte von Langerfeld heute ein sedimentäres Erzlager bilden, elches nach der Tiefe in das metasomatisch oxydische Vorkommen abgeht" EYSCHLAG-KRUSCH-VOIGT, „Lagerstättenlehre", Bd. II, S. 273).

Die alten Jahresberichte der Grube Seegen Gottes bei Brilon berichten enfalls, daß in den höheren Lagen die Letten und Erze stockwerkähnlich ereinander aufgebaut seien. Auch hier scheinen vor allem gegenüber dem

tieferen primären Erzlager Umlagerungen der Tone, Sande und Erze nach c
Entstehung erfolgt zu sein.

3. Die Zink- und Bleierze des Massenkalkes der Paf
rather Mulde bei Bensberg: Vergleichsweise wegen der Art der Lag
stätten, aber auch wegen ihrer regionalen Lage zum Bensberger Erzdistr
sind Galmeivorkommen im Kalk der Paffrather Mulde von Bensberg von I
deutung. Ihre Genese und Position habe ich früher (1952) beschrieben, so d
ich auf diese Ausführungen hinweise. Aus der beiliegenden Abb. 6, die v. HUE
bereits 1852 gibt, läßt sich die Genese sowie ihr Alter (posteozän) erkennen.

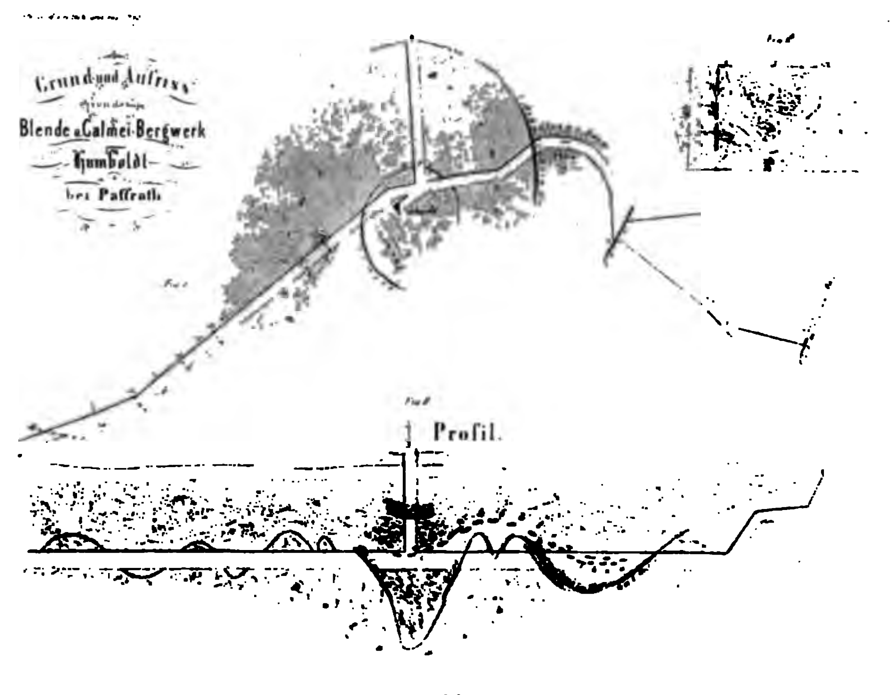


Abb. 6.

VI. Spezielles über den Briloner Bergbau

A. Die Geschichte des Briloner Bergbaues

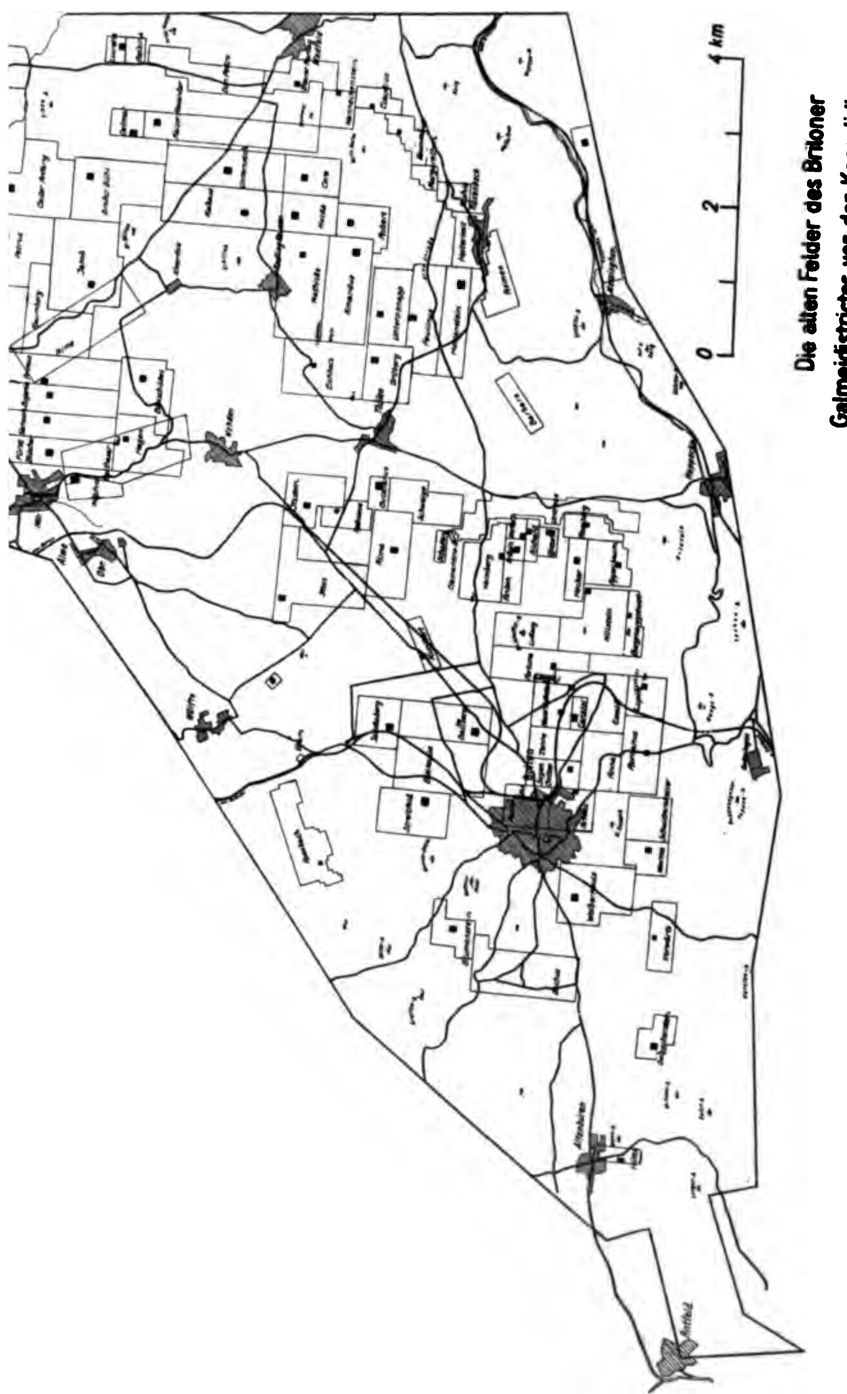
1. Der Bleibergbau Bleiwäsche mit einer kurzen Beschreibu
der Schwerspatgewinnung

Die ersten Bergbauversuche im Briloner Distrikt fanden auf Blei statt. Erst viel spät
wahrscheinlich im 17. Jahrhundert, begann man mit dem Abbau der inzwischen bekan
gewordenen Galmeilagerstätten bei Brilon.

Das älteste Bergbaugebiet liegt in dem Ort Bleiwäsche und seiner Umgebung.

Leider sind die früher vorhandenen alten Akten über diesen Bergbau während c
Revolutionswirren im Jahre 1848 im Archiv der Rentmeisteri der Grafen von Westphal
in Fürstenberg verlorengegangen. Auch eine alte Kirchenchronik mit einer Reihe von Angab
über den Bergbau von Bleiwäsche, die sich in der Pfarrei Madfeld [5]) befand, ist — sie w
nach auswärts verliehen — im 2. Weltkrieg abhanden gekommen.

[5]) Bleiwäsche hat erst seit 1713 eine eigene Pfarre und gehörte früher zur Pfa
Madfeld.



Die alten Felder des Briloner Galmeidistrictes vor der Konsolidierung im Jahre 1853 entworfen nach einer alten Feldeskarte

Abb. 7.

Immerhin sind aus alten Akten der jetzigen Pfarre Bleiwäsche und einem Bericht des Pastors SPANEKEN in Wünneberg vom Jahre 1853 noch einige wissenswerte bergbauliche Tatsachen festzustellen.

An der Stelle, wo jetzt der Ort Bleiwäsche steht, befand sich um 1230 ein Ort „Thickholtinghusen" (andere Schreibweise: Thidboldinghusen) „am Matfelde gelegen".

Thickholtinghusen wurde zusammen mit dem Ort Vesperthe = Vorstenberg = Fürstenberg im Jahre 1379 in einer Fehde zwischen dem Bischof Rupert von Paderborn und dem Padberger Grafen zerstört.

Nach der Zerstörung des Orts Thickholtinghusen haben die Ritter von Westphalen mit der Burg auch die zum verlassenen Dorf Thickholtinghusen gehörigen Äcker und Grundstücke in Besitz genommen.

„Zugleich wurde denjenigen Einwohnern des Herzogtums Westphalen, welche die Erlaubnis nachgesucht, da, wo das Dorf Thickholtinghusen gewesen, Bleygruben anzulegen, solches nicht nur verstattet, sondern dieselben förmlich, wie es in den darüber ausgestellten Urkunden [6]) heißt, mit Bleygruben ‚bemayert'. Den Bleigräbern ist dabei verstattet, gegen eine Abgabe von Hühnern und Eiern und zu leistende Dienste sich daselbst anzubauen und die Äcker des ehemaligen Dorfes Thickholtinghusen gegen eine davon zu entrichtende Kornpräsentation in Cultur zu nehmen. Auf diese Weise ist allda wieder ein Dorf entstanden, welches von den Bleigruben den Namen Bleiwäsche führt."

Nach dieser Urkunde dürfte also das alte Dorf Thickholtinghusen als „Bleiwäsche" am Ende des 14. Jahrhunderts neu entstanden sein, wobei es wahrscheinlich ist, daß auch in Thickholtinghusen bereits Blei gegraben wurde.

Der erste Bergbau hat wahrscheinlich innerhalb des Ortes stattgefunden. Noch jetzt legt davon ein rund 70 m tiefer Schacht Zeugnis ab. Er steht östlich des Pfarrhauses in einem Garten und war schon 1801 [7]) in seiner jetzigen Teufe vorhanden; er ist erst in den 80er Jahren des vorigen Jahrhundert wieder aufgewältigt worden, und die Stolberger Zink A.G. (Ramsbeck) hat auch von ihm aus unter dem Dorfe einigen Bergbau betrieben; jetzt aber ist der Schacht verschüttet. Über die Wäsche für die Erze schreibt die gleiche Kirchenchronik:

„Die unter dem Dorf nach der Westseite gelegene sog. Wäsche hat sicher in damaligen Zeiten die Bestimmung gehabt, daß daselbst das rohe Bleierz gepochtet und dann auf einem Waschherde gereinigt wurde, ob man zwar von so einer Anstalt nichts mehr vorfindet."

Noch jetzt befindet sich hier die einzige Quelle in der Nähe von Bleiwäsche.

Am Ende des vorigen Jahrhunderts ging der Bergbau von Bleiwäsche ein, der schon von 1853 an durch die Ramsbecker Gesellschaft erneut betrieben wurde. Man setzte früher in Lülingstal bei P. 348,8 einen Stollen im Kulmtonschiefer an, der diesen in südlicher Richtung durchfuhr und nach Durchfahren der Störung in die vererzte Störungsbrekzie des Massenkalkes gelangte. Von diesem Punkte wandte man sich östlich in Richtung Bleiwäsche und fuhr entlang der Störung in der Zerrüttungszone auf, wo man vererzte Kalkspatbrekzien antraf und die in ihnen auftretenden nesterartigen Vorkommen von Bleierz abbaute. Zur Untersuchung der Lagerstätte wurden Gesenke angelegt und ein Überbrechen als Wetterschacht durchgeführt. Dieser Schacht, oder vielmehr seine Halde, ist noch jetzt auf halbem Wege nach Bleiwäsche südlich der neuen Straße zu erkennen.

Die Gangmasse ist hier noch Kalkspat; der Stollen wurde **nicht** bis zum Ort Bleiwäsche vorgetrieben.

Der Abbau unter dem Ort, der vor dem 18. Jahrhundert vor sich ging, ist vorwiegend von den oben erwähnten alten Schacht östlich des Pfarrhauses betrieben worden. Die Erze (Blei) kamen auf Kalkspat **und** Schwerspat als Gangmasse vor. **Der Schwerspat ist als Gangmasse jünger als der Kalkspat.**

Die besondere Anreicherung der Erzführung im Ort erklärt sich aus dem Zusammentreffen der NNW streichenden Madfelder Abbruchstörung (Tafel 9) mit der OW streichenden brekziösen Verwerfungszone an der Grenze Kulm/Massenkalk. Die damals noch in größerer Verbreitung vorhandene transgredierende Kreide, vor allem der Mergel, staute die aufsteigenden Lösungen. So kam es an der Kreuzung dieser Störungslinien unter dem Mergel und mergeliger Grünsande bei deren Verdrängung durch Baryt zu stärkeren Erzausfällungen. Daß die Madfelder Abbruchstaffel im Ortsteil Bleiwäsche erzführend ist geht daraus hervor, daß bei der Grundsteinlegung des Hauses gegenüber der Gastwirtschaft Balkenohl an der Straße nach Madfeld ein rund 2—3 Ztr. schwerer Block reinen

[6]) In dem 1848 eingeäscherten Archiv zu Fürstenberg befanden sich mehrere Konzept dieser Bemayerungsurkunden.

[7]) Bleiwäscher Kirchenchronik.

lasurerzes aus der Letten und Schwerspat führenden Gangmasse geborgen wurde und hrelang im Vorgarten des Hauses lag, bis er verkauft wurde.

Nach Erliegen des Bergbaues in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts begann an mit dem Abbau des Schwerspates im Tages- und Tiefbau, z. T. innerhalb der Ortsge. Wir haben eine ziemlich ausführliche Beschreibung des damaligen Bergbaues von AERTLING (Z. d. D. G. G., 1926, S. 32). Nach BAERTLING sind die metasomatisch umgewanelten Kreideschichten in Dolinen, die sich am Ende der Kreide und in der Tertiärzeit ldeten, nachgebrochen (Abb. 2, 4). Erst dann setzte die Metasomatose der Grünsande und ergel in Baryt und die Vererzung ein. Die Umwandlung hat auf den Schichtflächen beonnen (Abb. 2) und ist von dort allmählich in das Innere der Kalkbänke fortgeschritten. ist in allen Aufschlüssen findet man gelegentlich in einzelnen Bänken noch unverändert este des ursprünglichen Cenomangesteines (Abb. 2). 1912 wurde der Schwerspatbetrieb einstellt, und gelegentliche spätere Wiederaufnahmeversuche sind nicht über Schurfarbeiten nausgekommen. Jetzt sind sämtliche Baue, auch die Tagebaue, verfüllt und eingeebnet. ; lassen sich jedoch noch typische Barytproben sammeln, die die Erzführung und Metamatose zeigen.

In den Jahren 1936/37 wurden durch das Reichsamt für Bodenforschung in Berlin eile der alten Stollen und Schächte südlich und westlich Bleiwäsche neu aufgewältigt, doch kein Abbau betrieben. Die Aufwältigung führte der Steiger PINGEL durch, der r Zeit die Heitmannschen Kalkspatgruben leitet.

Von dem alten Bergbau zeigen die Gebäude des Ortes noch erhebliche Bergschäden, er z. T. flächenhaft unter der Dorflage umging.

Außerhalb des Ortes zieht sich ein rund 50 m breiter Pingenzug bis 3 km in westher Richtung an der Grenze Kulmtonschiefer/Massenkalk (Abb. 3) entlang, der Zeugnis von r Ausdehnung des alten Bergbaues ablegt. Diese Abbaue sind in ihrer westlichen Aushnung noch nicht weiter untersucht worden und zeigen sämtlich Kalkspat als Gangmasse.

2. Der Zinkbergbau im Briloner Gebiet

Wesentlich jünger im Briloner Gebiet ist der Zink-, d. h. Galmeibergbau. Auch bei m wurden Bleierze gewonnen, und zwar dem Ertrage nach mit gewichtsmäßig höherem nteil als Galmei. Da die Gruben kaum unter den Grundwasserspiegel gelangten, ist der nteil der Zinkblende in Form von Schalenblende recht gering. Der älteste Bergbau f Zink lag in der unmittelbaren Umgebung der Stadt Brilon. Es wurden in erster Linie almei und sog. „Bleiischer Galmei" gewonnen.

Die vorhandenen Bergbauakten reichen nicht über die 50er Jahre des 19. Jahrhunderts rück; jedoch steht fest, daß der Zinkbergbau mindestens bis ins 17. Jahrhundert zurückging.

Aus dieser Zeit kennt man eine Menge von kleinen verliehenen Geviertfeldern und 60), die meist als Eigenlöhnerzechen betrieben wurden oder auch zeitweise still lagen bb. 7).

Vor allem war das letztere im Winter und Frühjahr der Fall, da mit der Schneehmelze oder starken Ninderschlägen im Herbst die Grundwasser höher stiegen und der ergbau regelmäßig ersoff, da Pumpen nicht zur Verfügung standen.

Erst 1853 wurden die gesamten Gerechtsamen von der jetzigen Stolberger Zink A.G. worben und im Distriktsfeld „Briloner Galmeidistrikt" zusammengefaßt (Verleihungsrkunde Siegen, den 26. November 1853).

Dieses Feld umfaßt den gesamten Feldbesitz im Gebiet des Bergamtes Sauerland; ur Bleiwäsche, da im Kreise Büren gelegen, gehörte nicht zum Distriktsfeld, da es dem ergamt Hamm unterstand, wohin es auch jetzt noch gehört, obwohl auch diese Felder an ie Stolberger Zink A.G. verliehen sind.

Mit der Übernahme des Bergwerkseigentums in die Hände der Stolberger resp. Ramsecker Gesellschaft begann eine rege Schurftätigkeit. Eine ganze Reihe von Gruben wurde ieder aufgewältigt oder ihre Schächte weiter abgeteuft.

Erstmalig wurden auch Bohrversuche gemacht. Es lassen sich dabei im Briloner Feld rei Stellen unterscheiden, die besonderes Interesse fanden:

a) Das Gebiet östlich des Briloner Grabens mit den Gruben „Seegen Gottes", „Kanzlei", „Tonne", „Romanus", „Felsberg" und „Bleikaule";
b) das Gebiet westlich des Briloner Grabens mit den Gruben „Drei Steine", „Schlammkaule", „Hütte" bei Altenbüren, „Schwickertskeller" u. a.;
c) das Gebiet zwischen Thülen und Romberg mit den Gruben „Romberg", „Victoria", „Hauptmannsgrube" und „Christianus".

Der Hauptbetrieb lag östlich der Stadt im Gebiet der Grube „Seegen Gottes", bei den sog. Galmeilinden. Hier sollte auf Drängen des Oberbergamtes Bonn der Hauptmaschinenschacht zu stehen kommen. Deshalb spielt auch diese Grube von

1853—1890 die Hauptrolle, da man hoffte, von dem Schacht dieser Grube die benachbarten Gruben zu erschließen.

Die meisten Gruben waren nicht tiefer als 30—40 m, d. h. sie reichten nicht unter den Grundwasserspiegel. Nur die Grube Seegen Gottes erreichte 83 m; jedoch ließen sich die Wasser, vor allem im Winter, nicht wältigen.

B. Erzgehalte alter Halden im Briloner Gebiet

Es sind eine ganze Reihe alter Halden in der Umgebung Brilons vorhanden, doch sind sie der Bedeutung des Bergbaues entsprechend nicht allzu groß. Die wichtigsten sind die folgenden:

1. Seegen Gottes
2. Kanzlei
3. Romanus
4. Victoria
5. Bleikaule.

Von den Halden 2—5 wurden Durchschnittsproben entnommen. Obwohl die Halde von Seegen Gottes die größte darstellt und auch die gesammelten Erzproben reich sind (hier lag die Aufbereitung), wurden hier bisher keine Schürfe angelegt, da die Halde mit Bäumen bewachsen ist und diese zum Teil vorher hätten entfernt werden müssen. Doch dürfte der Erzgehalt der Halde Seegen Gottes mit dem der benachbarten Grubenhalde Kanzlei übereinstimmen.

Die Durchschnittsproben der Halden ergaben folgende Resultate:

	Probe	Pb-%	Zn-%
Kanzlei	1	4,95	8,20
„	2	2,75	8,40
„	3	3,10	9,10
Romanus [8])	1	27,30	5,50
„	2	26,40	8,80
„	3	27,85	5,50
„	4	24,05	13,10
Victoria	1	2,35	13,30
„	2	2,80	9,90
„	3	2,95	12,80
„	4	6,65	13,20
„	5	1,90	11,20
„	6	2,85	11,30
Bleikaule		6,6	2,6

Es ergaben sich dabei für die Halden ziemlich hohe Gehalte. Die Schwierigkeit der Verhüttung dürfte aber vor allem darin liegen, daß es sich um vorwiegend oxydische Erze oder doch um oxydische und sulfidische Erze handelt.

Außerdem sind die Haldenvorräte ziemlich gering, so daß eine Aufbereitung an Ort und Stelle kaum lohnt.

Aus den Erzgehalten der Halden läßt sich jedoch die Tatsache gut erkennen, daß die gewonnenen Erze sehr reich waren. Wir können, wie das unten geschehen ist, für die angereicherten, zur Verhüttung gelangenden Erze für Bleiglanz 60%, für Schalenblende 57,5% und für Galmeierze 37,5% Metall im Durchschnitt annehmen.

C. Bohrungen auf Blei-Zink-Erze im Briloner Gebiet

Im Jahre 1872 wurde durch einen Bericht des Bergmeisters Buff an das Oberbergamt in Bonn auf Wunsch des Repräsentanten Seel, Ramsbeck, vorgeschlagen, das Gebiet von Brilon durch Bohrungen zu untersuchen.

Der Gedanke ging von dem Gesichtspunkt aus, daß in dem bekannten Galmeirevier Iserlohn ein bestimmter, über den Honseler Schichten liegender Horizont des Massenkalkes sich als besonders erzführend erwiesen hatte. Da bei Brilon die gleichen stratigraphischen Verhältnisse vorliegen, war der Standpunkt, auf der „Gebirgsscheide“, d. h. der Schichtgrenze Honseler Schichten / Massenkalk, Untersuchungen durchzuführen, durchaus richtig. Die Untersuchungen fanden im Felde östlich und westlich von Brilon statt.

[8]) Alte Scheidenhalde auf einer tauben Halde von Massenkalk.

Leider waren alle Bohrversuche östlich Brilon insofern verfehlt, als man hier keine te „Gebirgsscheide" oder Schichtgrenze, sondern eine Störung, nämlich die Briloner Stögen, vor sich hatte. Die hier im Kalk an der Grenze zum Briloner (Honseler) Schiefer gesetzten Bohrungen und Schächtchen weisen zwar nach, daß der Kalk entlang des Briloner bruches z. T. erzführend ist; sie konnten jedoch nicht den Beweis erbringen, daß gerade normalen liegenden Schichten des Massenkalkes dicht über den nseler Schichten wie bei Iserlohn Träger der Erzführung sind.

Man hätte deshalb ein Gebiet aussuchen müssen, in dem dieses Auflager tatsächlich tfindet. Das ist mit größter Wahrscheinlichkeit westlich Brilon in der Nähe des Schützentzes südlich der Straße Brilon—Altenbüren im Gebiet der „Drei Steine"—Wolbertskaule—lammkaule der Fall. Auch W. PAECKELMANN nimmt hier normales Auflager des Massenkes auf Honseler Schichten an (Profil, Tafel 9).

Deshalb sind die hier unternommenen Bohrversuche von besonderer Bedeutung. Auch die Schurfversuche an den Drei Steinen, wo die Schichtgrenze Kalk/Schiefer mit Spuren Erzen einige Meter erschürft wurde, trifft das zu.

Über die von Direktor SEEL, Ramsbeck, geforderten und von Bergmeister BUFF befürteten Bohrungen wird in den Akten wie folgt berichtet:

1876: „Westlich der Stadt Brilon wurden in der Nähe der Wolbertskaule Bohrversuche onnen. Mit einem 36 m tiefen Bohrloch wurden bei 26 m Teufe Bleierze angebohrt, deren grenzung bisher noch nicht erreicht wurde."

1877: „Das Bohrloch westlich Brilon wurde bis 38 m abgestoßen und dann eingestellt. Bohrschlamm aus der Sohle enthält 2,6% Blei."

1876: „Ein zweites Bohrloch ergab bei bis jetzt erreichter Teufe von 14 m noch kein ultat."

1877: „Durch einen Löffelbruch wurde das weitere Abbohren des am Schluß des Vorres begonnenen Bohrloches östlich Brilon bei 24,77 m Teufe unmöglich gemacht. Bis zur rsohle wurden in dem Bohrloch Spuren von Zink konstatiert."

1877: „Weiter südlich und östlich von demselben gemachte Bohrversuche blieben bis bzw. 30,2 m resultatlos und hiernach wurden die Bohrversuche eingestellt."

Es ist folgendes festzustellen:

1. Das Liegende des Briloner (Honseler) Schiefers wurde in inem Falle erreicht.
2. Die Bohrlöcher genügten nicht, um sich ein Bild von der iffigkeit des Massenkalkes über dem Briloner Schiefer zu machen, sie den Massenkalk nicht durchteuften.

Es muß deshalb festgestellt werden, daß das Problem, ob bei Brilon ein erzführender rizont im Massenkalk wie bei Iserlohn vorhanden ist, noch nicht, weder im positiven noch negativen Sinne, gelöst ist.

Auch im Osten der Stadt wird ohne nähere Angaben eine Bohrung erwähnt:

1876: „Östlich der Stadt wurde in der Nähe der alten Gebirgsscheide ein Bohrloch m tief abgestoßen, in welchem sich Spuren von Zink und Blei der Analyse des Bohrlammes ergaben."

Hierzu ist festzustellen, daß die Bohrung nicht in der Höhe der normalen Schichtnze Briloner Schiefer/Massenkalk, sondern im abgesunkenen Flügel des Massekalkes an Briloner Störung stand, hier also das oben erörterte Problem nicht gelöst werden konnte. Auch diese Bohrversuche wurden 1877 eingestellt.

D. Förderziffern im Briloner Galmeidistrikt

Die Förderziffern aus den Jahren 1857—1885 sind nicht vollständig. Ich habe sie den Jahresberichten, soweit sie mir vorlagen, herausgezogen. Für manche Jahre fehlten überhaupt. Auch auf den einzelnen Gruben lösen Jahre mit solchen ohne Förderung ab.

Auch das angegebene Fördergut und die Maße sind nicht immer gleichwertig. Die Bleie waren sicher hochprozentig; ein Teil der Erze war bleiischer Galmei. Zink war vorrschend in karbonatischer Form (Galmei), seltener in geschwefelter als Schalenblende verten.

In der Förderung liegt Seegen Gottes an der Spitze. Es folgt Felsberg. Aufbereitungen mitiver Art waren auf Seegen Gottes und Felsberg.

Die Förderung in Bleiwäsche konnte nicht festgestellt werden; es wurde aber ein ätzungsversuch unternommen.

Es folgt zuerst die Förderangabe getrennt nach den einzelnen Gruben auf Grund der zur Verfügung stehenden Akten des Bergreviers Sauerland, die auch nicht ganz vollıdig waren und nur ein ungefähres Bild geben.

1. Förderung getrennt nach den Gruben 1857—1885

Jahr	Grube	Menge	Einheit	Art
1857	Mai Felsberg:	700	Ztr.	Bleiglanz, derb und rein (Glasurerze
1858	Bleikaule	72	„	reine Bleierze
		178	„	Schalenblende, hochprozei
	Seegen Gottes:	500—600	„	Erze (vorw. Galmei)
	Felsberg:	5493	„	Bleierze
	Hütte:	9½	„	
	Hauptmannsgrube:	60—80	„	rohes Haufwerk, Galmei
1859	Bleikaule:	247	„	Bleierz (Glasurerz)
		573	„	Schalenblende
1860	Felsberg:	15	„	Bleierz
	Antoinette:	15	Wagen	grobes Haufwerk (Bleierz)
		25	Wagen	Grubenklein
1861	Felsberg:	15	Ztr.	Bleierz (derbe Glasurerze)
		25	„	Bleierz (Grubenklein)
	Antoinette:	224	Scheffel	rohes Bleierz

1862 (Notiz) Im Briloner Galmeidistrikt wurden vom 20. August bis En
November 1862 gefördert:
Bleierze: 396 Ztr.
Galmei: 2036 Ztr.

Jahr	Grube	Menge	Einheit	Art
1863	Felsberg:	3½	Ztr.	
	Hütte:	600	„	Galmei
1864	Hütte:	150	„	Galmei
1866	Seegen Gottes	250	„	Galmei-Bleierz
	Nüllstein:	23	„	Bleierz
	Felsberg:	15	„	Bleierz
	Keffelke:	50	„	Erz (vorw. Galmei von Hauptmannsg
1874	Seegen Gottes:	83 200	kg	Stückgalmei
		53 360	„	Grubenklein
		1 800	„	Bleigalmei und Blende
1876	Seegen Gottes:	16 150	„	Stückgalmei
	(62- und 48-m-	77 990	„	Grubenklein
	Sohle)	2 475	„	Bleierze
1878	Seegen Gottes:	800	Ztr.	Galmei
	Felsberg:	32	„	Bleierze
		5	„	Bleierze
	Romberg:	340	„	Bleierze
1880	Seegen Gottes:	80	„	Galmei-Stückerz
		94	„	Grubenklein
	Felsberg:	188	„	Bleierz-Stück
		320	„	Grubenklein
	Christianus:	24,5	„	Galmei-Stückerz
		13,5	„	Grubenklein
1881	Felsberg:	65 450	kg	Stückerz Bleierz
		130 000	„	Bleierz Grubenklein
	Rösenbeck:	38 000	„	Waschprodukte Bleiisches Grubenklein Belegschaft: 15 Mann
1883	Felsberg:	86 000	„	Grubenklein Bleierze
	Seegen Gottes:	53 000	„	Stück-Galmei
		28 000	„	Grubenklein

Aus dieser Förderung wurde gewonnen:

Jahr	Grube	Menge	Einheit	Art
	Felsberg:	29,10	t	Zuschläge Bleierze
1888	Seegen Gottes:	51,25	„	Stückerze Galmei
	„	65	„	Haufwerk
		180	„	Grubenklein
		Produziert: 79,032 kg Galmei		

Die Durchschnittsbelegschaft betrug 10—15 Mann; sie sank auf 3—5 Mann herab.

80 Aufbereitung Seegen Gottes:

Aus 138 800 kg Grubenklein von Seegen Gottes
27 300 „ Stückerze Galmei
8 850 „ Graupen
4 725 „ bleiischer Galmei-Stückerze
Aus 5 000 „ Galmeigrubenklein von Romanus
300 „ Bleierze Graupen
890 „ bleiischer Galmei
Aus 8 475 „ Stücke
1 200 „ Grubenklein
von Christianus
2 850 „ Galmei Stücke und
1 200 „ bleiischer Galmei.

. Gesamtförderung 1857—1885 nach den vorhandenen Akten

Jahr	Bleierz	Galmei
1857	35 000 kg	
1858	3 600 „	30 030 kg
	275 000 „	4 000 „
	500 „	
1859	12 350 „	
1860	750 „	1 250 „
	750 „	
1861/62	52 750 „	101 750 „
1863		30 000 „
1864		7 500 „
1866	12 500 „	2 500 „
	750 „	
	1 150 „	
1874	1 800 „	83 200 „
		53 360 „
1876	2 475 „	16 150 „
		77 990 „
1878	18 880 „	40 000 „
1880	25 400 „	10 600 „
1881	233 450 „	
1883	86 000 „	81 000 „
1885		79 032 „
Sa.:	761 105 kg	628 362 kg
		+ 37 350 kg Schalenblende

Danach wurden 1857 bis 1885 produziert:

aus 761 005 kg angereichertem Bleiglanz: 456 000 kg Pb
aus 628 362 kg Galmei
+ 37 350 kg Schalenblende: 256 675 kg Zn

sind rund: **456 t Blei (Pb)** und **257 t Zink (Zn)**

Daraus ergibt sich, daß die Bleiproduktion (bereits ohne die Förderung von Bleiwäsche) :r liegt als die Zinkproduktion. Der Briloner Galmeidistrikt ist also eigentlich ein Blei-ikt.

Die aus den Akten errechnete Förderung erstreckte sich auf die Zeit von 1857 bis 1885, über 28 Jahre. Es geht aber aus vereinzelten Notizen hervor, daß der Blei-Galmei-ieb bei Brilon mindestens 200 Jahre älter ist.

---

[*]) Auf Grund der Analysen haben die reinen Glasurerze durchschnittlich 80% Pb, die :n Galmeierze 45% Zn und die reine Schalenblende 60% Zn. Für die Durchschnittserze, ausgeklaubt und angereichert waren, wurden davon für die Bleierze 60% Pb, die neierze 37,5% Zn und die Schalenblende 57,5% Zn bei der Berechnung zugrunde gelegt.

Die Angaben über die Galmeiförderung in der Revierbeschreibung des Kreises Arnsberg weichen von der von mir gegebenen nach oben hin ab. Nach der Revierbeschreibung sind von 1846 bis 1888 gefördert worden:

1222,3 t Galmei.

Der Unterschied erklärt sich
a) daraus, daß die Förderung der Jahre

1846	mit	12 t	Galmei
1853	„	12 t	„
1873	„	6 t	„
1875	„	35 t	„
1877	„	1,3 t	„
1882	„	4 t	„
1884	„	79 t	„
1886	„	111 t	„
1887	„	156 t	„
1888	„	18 t	„
	Sa.:	434,3 t	Galmei.

in den Akten nicht angegeben ist, so daß sich die von mir angegebene Summe auf 1062,662 t Galmei erhöht, also meine Summe der in der Bergbeschreibung angegebenen schon wesentlich näher kommt;

b) aus den Fehlen der Förderangaben für gewisse Jahre in der Bergbeschreibung, die ich zusätzlich in den Akten fand;

c) endlich daraus, daß ein Teil des sog. „bleiischen Galmei“ bei der Bleiproduktion verrechnet sein dürfte.

Über die Produktion von Bleiglanz macht die Revierbeschreibung keinerlei Angaben.

Alles in allem dürfte die Produktion von Zn wohl knapp 100 t höher gelegen haben, als die Jahresberichte angeben. Sie ist trotzdem unbedeutend gewesen. Über Förderangaben von Bleiwäsche ist auch in der Bergrevierbeschreibung nichts zu finden, ein Zeichen, daß der Bergbau dort wohl ziemlich weit zurückliegt.

3. Die Höhe der Förderung vor 1857 (Schätzung)

Die Höhe der Produktion vor 1857 läßt sich nur schätzen. Da immerhin bei den Aufschlußarbeiten festgestellt wurde, daß auf den meisten Gruben schon die Alten bis nahe an den Grundwasserspiegel die besten Erze abgebaut hatten, geht man wohl nicht fehl, wenn man für rund 100 Jahre Bergbau vor 1857 mindestens die doppelte Förderzahl wie von 1857 bis 1885 annimmt. Das würde bedeuten, daß von 1750 bis 1850 rund 1000 t Blei und 500 t Zink gefördert wurden.

4. Die Förderung von Bleiwäsche (Schätzung)

Überhaupt keine Förderzahlen liegen mir für Bleiwäsche vor. Wir sind hier nur auf Schätzungen angewiesen, die einmal berücksichtigen müssen, daß der Bergbau über 500 Jahre alt ist und, wenn auch mit geringen Unterbrechungen in Kriegs- und sonstigen Krisenzeiten, meist in Betrieb war. Auch aus der Größe der unterirdischen Abbaue, die unter Bleiwäsche und westlich des Ortes nicht unbedeutend gewesen sind, läßt sich vermuten, daß der Bergbau für die damalige Zeit durchaus lohnend gewesen sein muß. Auch die Größe der Halden gibt gewisse Fingerzeige.

In der alten verlorengegangenen Kirchenchronik von Madfeld soll nach Aussagen des 93jährigen, jetzt noch sehr rüstigen Gastwirtes Balkenohl gestanden haben, daß die Bleierze nach Italien, insbesondere Rom, für die Rahmung der alten Kirchenfenster verkauft worden seien. Das ist durchaus möglich.

Vielleicht können uns aber hier Förderzahlen der Grube Felsberg vergleichend etwas sagen.

Grube Felsberg ist wie Grube Bleiwäsche eine reine Bleierzgrube gewesen. Auf ihr wurden von 1857 bis 1885 rund 642 t Bleierze gewonnen.

Die Grube Bleiwäsche hat sicher im Verlauf ihres 500jährigen Bestehens, wenn man die Größe ihrer Abbaue mit denen von Felsberg vergleicht, eine wesentlich höhere Produktion als diese in den 28 Jahren von 1857 bis 1885 gehabt. Immerhin muß man annehmen, daß die ersten Jahrhunderte Eigenlöhnerbetrieb herrschte und im 17. Jahrhundert der 30jährige Krieg den Bergbau, wie überall, auch hier zu keiner großen Entwicklung hat kommen lassen.

Der Hauptschacht im Dorf, der bereits um 1800 still lag, wird wohl hauptsächlich im 17. und 18. Jahrhundert in Betrieb gewesen sein. Aus ihm dürfte der größte Teil der Förderung stammen. Auf Grund der vorhandenen Baue, vor allem ihrer Ausdehnung, und aus der Länge der Zeit, da der Bergbau bei Bleiwäsche umging, schätze ich im Vergleich zu Felsberg unter allen Vorbehalten die Gesamtförderung von Bleiwäsche auf 2000 t Bleierz, d. h. auf rund 1200 t metallisches Blei.

5. Schätzung der Gesamtförderung von Brilon und Bleiwäsche vom 14. Jahrhundert bis 1885 an Blei und Zink

Wie oben ausgeführt, hatte der Briloner Bezirk an Zink und Blei geliefert:

Zink: Vom Bestehen bis 1850 (geschätzt): 500 000 kg Zink
Von 1857 bis 1885 (nachweisbar): 256 675 kg Zink
Sa.: 756 675 kg Zink
d. h. **rund 750 t Zn.**

Blei: Vom Bestehen bis 1850 (geschätzt): 1 000 000 kg Blei
Von 1857 bis 1885 (nachweisbar): 456 000 kg Blei
Sa.: 1 456 000 kg Blei
d. h. **rund 1450 t Pb.**

Bleiwäsche im Laufe des 15. bis 19. Jahrhunderts (geschätzt): rund 1200 t Pb.

Das heißt, der gesamte Briloner Bezirk einschließlich Bleiwäsche lieferte bei Beginn des Bergbaues: **2650 t Pb und 757 t Zn.**

Diese Förderziffer muß im Vergleich mit anderen Erzbezirken und deren Gruben als minimal bezeichnet werden.

VII. Vorschläge für eventuelle Untersuchungs- und Ausschlußarbeiten

Im folgenden gebe ich einige Vorschläge, die zur Weiteruntersuchung des Briloner Gebietes in Frage kämen. Dabei möchte ich bemerken, daß es der Lage der Dinge nach in erster Linie Bohrungen sein müßten, wie das bereits richtig von Buff im Jahre 1872 erkannt worden war. Aber auch einige andere Arbeiten mit relativ geringen Mitteln wären möglich.

A. Aufwältigen alter Gruben

1. Untersuchung der Lagerstätte auf der Grube Victoria

Der alte, noch offene Stollen müßte wieder fahrbar gemacht werden, evtl. das Profil so weit erweitert werden, daß Grubengleise gelegt werden könnten. Es wäre vor allem Wert darauf zu legen, die Lagerstätte hier unter der Stollensohle zu untersuchen und durch Gesenke die primäre Lagerstätte unter dem Wasserspiegel zu erreichen. Auch die im Grubenriß erwähnte Schlotte wäre auf den Erzgehalt ihres Inhaltes zu untersuchen.

Die hohen Erzgehalte der Einzelstücke von der Halde

Probe 7 Pb: 10,65% Zn: 35,5%
Probe 8 Pb: 6,1 % Zn: 41,0%

berechtigen zu der Annahme, daß es sich bei den Primärerzen um hochprozentige Erze handelt.

Auch der Haldendurchschnittsgehalt deutet darauf hin:

Probe	Pb %	Zn %
1	2,35	13,30
2	2,80	9,90
3	2,95	12,80
4	6,65	13,20
5	1,90	11,20
6	2,85	11,30

2. Aufwältigung des Schachtes der Grube Bleikaule

Für die Aufwältigung dieser Grube spricht der Umstand, daß hier schon in geringer Teufe, bei 28 m, primäre Erze, und zwar neben hochprozentigen Glasurerzen, Schalenblende,

gewonnen wurde. Auch der Letten, der die eigentliche Lagerstätte bildet, hatte nac
einen Durchschnittsgehalt von 6,56% Pb und Zn.

Die Schalenblende ergab nach Proben:

Probe	Pb %	Zn %
32	9,85	56,30
33	1,35	64,20
34	6,00	61,00
35	5,45	61,00
36	1,45	64,20

Eine analysierte Probe der Glasurerze ergab:

Nr. 37 76,70% Pb 0,40% Zn

Eine Haldendurchschnittsprobe:

6,6% Pb 2,6% Zn
= 9,2% Pb + Zn.

Ich halte die Aufwältigung von Bleikaule für vordringlich, wenn Aufschluß
Briloner Gebiet erfolgen sollten.

3. Aufwältigung des Schachtes Schlammkaule bei Br

Hier liegen ähnliche Verhältnisse vor wie bei Bleikaule. Der Grundwasser
bei 25 m. Darunter befanden sich Primärerze, die jedoch nicht abgebaut wurden

Proben von Schlammkaule zeigten:

Probe	Blei		Zink	
	sulfidisch	oxydisch	sulfidisch	oxydisch
71	0,32	17,74	0,0	37,1
72	0,54	2,99	1,2	43,9
72	30,8	23,35	0,0	13,7

Ein vorhandenes schönes Handstück, das anscheinend aus der primären Zor
zeigte als primäres Erz des sog. „bleiischen Galmeis" dichte Verwachsungen vo
Blende.

4. Seegen Gottes

Auf der jetzigen Halde der Grube Seegen Gottes lag die Aufbereitung.
nommenen Proben scheinen die Halden sehr reich, vor allem an „bleiischem (
sein. Ich würde vorschlagen, 2—3 ungefähr 3 m tiefe Schürfe durch das Halde
ziehen, um den Gehalt der Halde, vor allem an Bleiglanz, festzustellen. Da der
bau hier wohl Tagebau gewesen ist, wäre es vielleicht möglich, wenn die Ergebn
sind, die rund 50 × 60 m breite Schlotte im Tagebau maschinell (Baggerbetrieb)
Ich möchte annehmen, daß die stehengebliebenen Pfeiler und der Alte Mann no
Erz enthalten.

Dasselbe Resultat ließe sich durch Flachbohrungen, ähnlich den auf den
Grube Weiß b. Bensberg ausgeführten, erzielen.

B. Bohrungen

1. Flachbohrungen bei Brilon

Ausgehend von der Tatsache, daß der bisher ertragreichste Lagerstättentyp d
typ war, der durch die Grube Seegen Gottes repräsentiert wurde, wäre das
dem sich ähnliche Vorkommen vermuten lassen, abzubohren. Dieses Gebiet l
der Stadt Brilon in der Senke zwischen Grube Seegen Gottes und Bleikaule un
gefähr von der Bahnschlinge der Bahn Brilon-Wald—Paderborn beiderseits
Brilon—Nehden eingefaßt.

Es wären hier mehrere Reihen Flachbohrungen niederzubringen, um das
erzführende Dolinen abzutasten. Die Tiefe der Bohrungen bis zum evtl. Fü
dürfte bei 25 m liegen. Da nach der Art des Vorkommens der Grube Seegen G
auf dieser kein Tiefbau, sondern ein Tagebau umgehen würde, käme, falls hi
Lagerstätten erschlossen würden, gleichfalls Tagebau in Frage.

2. Bohrungen bis 150—200 m

Wir greifen dabei den Gedanken des Bergmeisters BUFF aus dem Jahre 1
auf (s. Bericht BUFF, S. 130), der von dem Gesichtspunkt ausging, daß, ähnlich w

[illegible]

m, ein bestimmter Horizont im Massenkalk vererzt sei, und Bohrungen auf der „Gebirgsscheide" forderte, die er mit einer gewissen Fündigkeit auch mit unzulänglichen Mitteln durchführte.

Um die normale Schichtgrenze Massenkalk / Briloner (Honseler) Schichten aufzuschließen, ürde ich 1—2 Bohrungen westlich Brilon südlich der Straße nach Altenbüren zwischen n Drei Steinen und dem Calvarienberg durchführen. Die Bohrungen müßten so angesetzt rden, daß sie in einer Teufe von 50—75 m die Schichtgrenze Schiefer / Massenkalk durchßen würden.

3. Tiefbohrung auf Ramsbecker Schichten

Ausgehend von dem Gedanken, daß es sich nach den neuerdings von H. SCHNEIDERHÖHN 52) veröffentlichten Ansichten bei Brilon um eine „regenerierte" Lagerstätte handelt [. hierzu die Ausführungen auf S. 333), würde vielleicht eine Tiefbohrung vorzuschlagen ı, die unter den Honseler Schichten des Briloner Sattels die Ramsbecker Schichten erießen könnte. Eine Erzführung dieser Schichten wäre immerhin möglich.

Es ist natürlich sehr schwer, die Tiefenlage der Ramsbecker Schichten unter den nseler Schichten festzustellen. Immerhin dürfte eine Bohrung von rund 750 m diese Schicherreichen.

4. Tief- und Schrägbohrung im Gebiet von Bleiwäsche

Oben (S. 333) wurde bereits ausgeführt, daß das Schwerspatvorkommen bei Bleiwäsche Sinne SCHNEIDERHÖHNS (1949, 1952) ein regeneriertes Vorkommen darstellt, das seine ungen aus der Tiefe aus einem alten Schwerspat-Schwefelkies-Vorkommen bezog.

Es ist naheliegend, daran zu denken, daß im Untergrund von Bleiwäsche ein der ggener Lagerstätte ähnliches Vorkommen anstehen könnte; analog Meggen könnte das im eren Massenskalk resp. im Briloner Schiefer sein; das würde bei den starken und schnel- Faziesänderungen im Oberen Mitteldevon durchaus möglich sein.

Andererseits ist das Meggener Lager immer mit dem Rammelsberger Lager verglichen den. Das Rammelsberger Lager liegt im Wissenbacher Schiefer, d. h. im Unteren Mittelon. Auch diese Stufe wäre in einer Teufe zu erwarten, die durch eine normale Tiefrung zu erreichen wäre. Die Mächtigkeit des Massenkalkes bei Bleiwäsche ist mit 200 m unehmen, da eine Wasserbohrung ihn in 120 m nicht durchteuft hat.

Ich würde eine Bohrung unmittelbar südlich Bleiwäsche ansetzen und nehme an, daß se hier den Massenkalk in 350—400 m Teufe durchsinken würde.

Bei der Wahl des Ansatzpunktes der Bohrung könnte der Sattel berücksichtigt werden, mit Schwelmer Kalk im Kern südwestlich von Bleiwäsche untertaucht, aber sich auch h im Ekesberger Kalk bemerkbar macht (vgl. Tafel 9).

Ber Brekzientyp der Lagerstätte westlich Bleiwäsche, wo ein rund 2 km langer, bisher h nicht untersuchter alter Pingenzug sich südlich der Straße Bleiwäsche—Alme in 30—40 m ite am Waldsaum entlangzieht, könnte nach seiner geologischen Lagerung durch Schrägrungen von 125—150 m Länge abgebohrt werden.

Falls Bohrungen hier fündig werden, könnte der Pingenzug südöstlich der Spatgrube itmann bei Alme, der die gleichen Lagerungsverhältnisse zeigt und eine ungefähre Längsdehnung von 1 km besitzt, in die Untersuchungen einbezogen werden.

Zum Schluß möchte ich nochmals betonen, daß die bisherigen Erzmengen, die bei lon und Bleiwäsche gefördert wurden, im Verhältnis zu anderen Gruben gering waren.

Es ist dabei allerdings zu berücksichtigen, daß bisher der gesamte Bergbau mit ganz ingen Ausnahmen sich in der Oxydationszone über dem Grundwasserspiegel bewegte.

Daß unter dem Grundwasserspiegel geschwefelte Erze anstehen, geht aus den Funden Bleikaule und Schlammkaule hervor. Ob diese an Pb- und Zn-Gehalten sehr hochprozenen Erze allerdings in größeren abbauwürdigen Mengen anstehen, läßt sich ohne weitere fschlußarbeiten u n t e r dem Grundwasserspiegel nicht feststellen.

In den obigen Ausführungen wurden Vorschläge gemacht, die in diese Richtung zielen.

Zu bemerken ist jedoch, daß jeder Abbau unter dem Grundwasserspiegel im Massenk zu hohen Wasserzuflüssen führen würde, die vor allem bei Schneeschmelze und dauernn Regengüssen sehr hoch sind und schon den alten Bergbau im Winter regelmäßig zum liegen brachten.

Auch die neuerdings auf dem Wasser im Massenkalk basierende Trinkwasserversorgung r Stadt Brilon dürfte von einem Tiefbau gefährdet werden.

VIII. Zusammenfassung

Der „Briloner Galmeidistrikt" ist in erster Linie ein Bleiproduzent gewesen. Galmeierze spielen erst in zweiter Linie eine Rolle.

Die Erze sind an Kalke des Mitteldevons und Cenomans und an Kalkspatgänge gebunden. Sie sind keineswegs ausschließlich metasomatischer Natur, wie in der Literatur meist angegeben wird. Diese Entstehung trifft vor allem für die bleiglanzführenden Baryte bei Bleiwäsche zu, soweit sie metasomatisch aus der oberen Kreide entstanden.

Es lassen sich im Briloner Erzgebiet folgende Lagerstättentypen unterscheiden:

1. Erzführende Störungen und Lettenklüfte auf Kalkspatgängen (vorwiegend Pb, Zn, Fe).
2. Erzführende Drusen und Nester im Kalkspat und Massenkalk (vorwiegend Pb).
3. Typ Bleiwäsche
   a) Bleiglanz. Im Schwerspat als metasomatisch veränderte Kreide.
   b) Bleiglanz. Untergeordnet Cu, Fe in der Überschiebungs-Verwerfungsbrekzie Kulm-Massenkalk; Gangmasse $CaCO_3$, SiO_2.
   c) Bleiglanz auf Schwerspatgängen.
4. Dolinentyp: Bleiglanz, Schalenblende (Galmei), Kupfererze, Schwefelkies (Brauneisenstein) in den Letten, Sanden und im Kalkspat alter Dolinen (Typ „Seegen Gottes" bei Brilon, Iserlohn, Schwelm).
5. Eigentliche metasomatische Erzvorkommen im dolomitisierten Massenkalk entlang von Störungen, vorwiegend Zn, Pb (Typ „Hauptmanns-Grube" bei Thülen).

Alter und Entstehung der Erzlagerstätten. Es handelt sich um junge Lagerstätten, die während der Tertiärzeit durch Regeneration und Wiederbelebung älterer Lagerstätten oder eines älteren tieferen Plutons entstanden sind.

Die Lage der Oxydationszone und primären Zone ist stark von dem wechselnden Grundwasserspiegel im Massenkalk beeinflußt worden. Bei primären Erzen handelt es sich um sulfidische Erze; das trifft vor allem für die Schalenblende und den Schwefelkies zu.

Die geförderten Erze waren reich:

Glasurerze bis 80% Pb,
Schalenblende rd. 60% Zn,
Mischerze rd. 30% Pb + 13% Zn (vorwiegend oxydisch),
Galmeierze rd. 45—50% Zn + 1—2% Pb,
Weißbleierze rd. 40% + 1% Zn.

Auch die alten Halden zeigen hohe Prozente an Metallgehalten; jedoch sind ihre Bestände nur gering. Ihre Verwertung ist ein Problem der Verhüttung, das besonders erschwert wird durch das Nebeneinander oxydischer und sulfidischer Erze.

Zum Schluß wird eine Berechnung der Mengen der bisher abgebauten Erze, jetzt vorhandenen Vorräte und der Aussichten, die eine Wiederaufnahme des Bergbaues bringen würde, gegeben.

Schriften

RTLING, R.: Über metasomatische Schwerspatlagerstätten in Deutschland. Z. d. D. G. G., Bd. 78, S. 32—37, Berlin 1926.

REND, F., und PAECKELMANN, W.: Der geologische Bau und die Lagerstätten des Ramsbecker Erzbezirkes. Archiv. f. Lagerstättenforschung, H. 64, Berlin 1937.

F, E.: Beschreibung des Bergrevieres Deutz, Bonn 1882.

FMANN, L.: Das Zinkerzvorkommen von Iserlohn. Z. f. prakt. Geologie, S. 45, Halle 1896.

BST, F.: Der Ramsbecker Bergbau usw., Diss., Clausthal-Zellerfeld 1932.

IUENE: Das Vorkommen von Galmei, Blei, Schwefelkies und Braunkohle bei Bergisch-Gladbach. Z. d. D. G G., 1852, S. 576 und Taf. XV.

SCH, P.: Neue Galmeiaufschlüsse bei Schwelm. Z. d. D. G. G., Bd. 55, 1903.

CKELMANN, W.: Die Rumpffläche des nordwestlichen Sauerlandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. 52, 1931.

Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. 54, 1933.

NEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Fischer, Jena 1944.

Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge usw. N. Jahrb. f. Min., A., H. 9.

Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Jahrb. f. Min., 1952, II und III, S. 74—89.

RIEL, W.: Die gegenseitigen Beziehungen der Erzparagenese variszischen und tertiären Alters, erläutert an der Stellung des Bensberger und Ramsbecker Erzbezirkes zur Paffrather Kalkmulde und dem Massenkalksattel von Brilon nebst einem Vergleich mit anderen Gebieten. N. Jb. Mineral. Mh. 1952, Bd. 8/9, S. 239—253, Stuttgart 1952.

Neue Tertiärfunde bei Brilon im Sauerland als Zeitmarke für die junge Vererzung (Pb, Zn, Cu, Fe) im Massenkalk mit einem sedimentpetrographischen Beitrag von H. Schumann, Göttingen. N. Jb. Mineral., Mh., 1954, Bd. 10, S. 226—230, Stuttgart 1954.

Erzführung und Tektonik im engeren Bensberger Erzdistrikt. N. Jb. Mineral., Abh. 86, Bd. 2, S. 275—307, Stuttgart 1954.

Alter und Vererzung des Westheimer Abbruches am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Roemeriana 1, Dahlgrün-Festschrift S. 149, Clausthal-Zellerfeld 1954.

HL, A., und EBERT: Das Paläozoikum in Niedersachsen. Niedersächs. Amt f. Landesplanung, 1952, S. 116.

LLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gebr. Bornträger, Berlin 1924.

IULZ, E.: Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe usw. Bonn 1890.

Karten: Geologische Meßtischblätter 1:25 000 mit Erläuterungen. Blatt Brilon, orf, Alme, Madfeld, Iserlohn, Elberfeld, Mülheim bei Köln, Burscheid mit Erläuterungen.

Geologie der Umgebung von Meggen *)

Von A. Pilger, Krefeld

Über Präkambrium und Kambrium sind keine Aussagen zu machen
licherweise zieht ein altes, rheinisch streichendes Lineament von den
zügen des Siegerlandes her über Meggen. Im Ordovizium und Gotla
dürfte die rheinische Geosynklinale vorhanden sein, in die bei Meggen a
Gedinne mächtige Schichten abgelagert werden. Demgegenüber ist die

Stratigraphische Tabelle für die Umgebung von Meggen, Bilstein, Grevenbrück und I
rode (nach Denckmann, Henke, Mempel, Paeckelmann, Pilger, W. E. Schmidt, Wi

Unterkarbon	Visé	Posidonienschiefer Kieselkalk mit Resten von Kohlenkalk
	Tournai	Kieselschiefer, Kieselkalk — Alaunschiefe Trockenbrück Geröllhorizont
		Hangenberg-Schichten (Gattendorfia-Stufe sandige Tonschiefer, Kalksandsteine mit konglomeraten und Kalkoolithen, bei Troc Tuffe
Oberdevon	Wocklumer Stufe to_6	graue Tonschiefer mit Kalkknollen — Tonschiefer mit Sandsteinen — ? Cephal kalk
	Dasberg-Stufe to_4	dunkle Tonschiefer mit Kalkknollen — Tonschiefer — Grauwackensandsteine, z. Kalkkonglomeraten — bei Trockenbrück kalk
	Hemberg-Stufe to_3	weiße und rote Knollenkalke — rote Kall schiefer — graue sandige Tonschiefer, z roten und grünen Kalkknotenschiefern, Sa
	Nehdener Stufe to_2	Nehdener Schiefer (schwarze Tonschiefer n linsen, z. T. noch als Kellwasserkalk, 6—I Cheiloceraskalk — rote und grüne To mit Knotenkalken, oben mit Sandschief Sandsteinen — Bänderschiefer
	Adorfer Stufe to_1	obere: Adorfer Kalk — Bandschiefer mit kalken untere: Dorper Kalk (Massenkalk) — Pha kalk (oberer Teil des Meggener Lagerka mergeliger Styliolinenschiefer ganze Stufe weiter im Osten: gering Kalkbänderschiefer

*) Vgl. auch Exkursionsbericht S. 404 dieses Bandes.

	obere Stringocephalen-Schichten	Sparganophyllumkalk (Massenkalk) — Meggener Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspat-Lager — discoides-Kalk (als unterer Teil des Lagerkalkes über dem Meggener Lager oder als 8 m mächtiger Schwellenkalk in seitlicher Vertretung des Lagers) — dunkler Tonschiefer mit dunklen Cephalopodenkalken — Beisinghausener Kalk — Flinz
s ldevon	mittlere Stringocephalen-Schichten	„Lenneschiefer", Finnentroper Schichten als sandige Tonschiefer mit Kalk- und Sandsteinlagen
	untere Stringocephalen-Schichten	Tentaculitenschiefer, an der Oberkante Odershäuser Kalk mit verkiesten Goniatiten
	unteres Mitteldevon	„Wissenbacher Schichten", Tonschiefer und sandig-flaserige Tonschiefer mit Sandsteinbänken und Kalklagen, nach NW Zunahme des Sandgehaltes (Mühlenberg-Sandstein, rheinische Fazies), nach E Abnahme des Sandgehaltes (Wissenbacher Schiefer, herzynische Fazies)
		Stöppeler Tonschiefer, dunkle, z. T. kalkige Tonschiefer
		Orthocrinus-Schichten (= Laucher Gruppe, mitteldevonische Cultrijugatus-Schichten), graue karbonatische Grauwackenschiefer
	oberes Ems	unterdevonische Cultrijugatus-Schichten (= Heisdorfer Gruppe), flaserige Grauwackenschiefer, z. T. mit Sphärosideriten, hellgraue Tonschiefer, Einlagerung von dünnplattigen Sandsteinen. Etwa 100 m unter der Oberkante des Unterdevons der Obere Tuff
		Remscheider Schichten, graue flaserige Tonschiefer mit Lagen von Grauwackenschiefern und Sandsteinen, z. T. Tuffitfazies oder Tonschiefer mit Sphärosideritknollen. Beginn des sicheren, durch Fossilien belegten oberen Ems. Im höchsten Teil der Bilsteiner Keratophyr-Horizont
		Hauptkeratophyr Rimmert-Schichten
	Siegen-Stufe Gedinne	

· wahrscheinlich in Randfazies des weiter südlich liegenden Troges ausdet, während unteres Ems fehlt. Die eigentliche Entwicklung des Raumes ınt mit dem oberen Ems, das hier in großer Mächtigkeit den Lennetrog illt. Seinen Schichten sind Quarzkeratophyre und deren Tuffe eingelagert, m Hauptkeratophyr, Bilsteiner Horizont und oberen Tuff ihre Eruptionspunkte erreichen. Im unteren Mitteldevon verzahnt sich im Meggener Gedie sandig-tonige rheinische Fazies mit der tonig-kalkigen herzynischen :s. Zugleich verlagert sich die starke Trogsenkung mehr nach Norden, und

es deutet sich die Meggener Schwelle an. Im Laufe des oberen Mitteldevons wird die Meggener Schwelle immer deutlicher herausgearbeitet und zeigt in den mittleren Stringocephalen-Schichten eine rundliche Beule genau im Bereiche des später entstehenden Lagers. Wahrscheinlich paust sich in ihr ein Vulkanopluton aus der Tiefe durch. Die oberen Stringocephalen-Schichten beginnen mit scharfer Grenze, deutlichem Faziessprung und einer schwachen Tektogenese, der Meggener Phase. Sehr starke Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen sind für diese Stufe bezeichnend. Das Meggener Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspat-Lager entsteht als submarin-hydrothermale Bildung. Durch den Odershäuser Fossilkalk im Liegenden und *Stringocephalus Burtini* im hangenden Lagerkalk ist es fossilmäßig in das obere Mitteldevon, und zwar in die oberen Stringocephalen-Schichten eingestuft. Seine Ausscheidungen werden in einer herzynisch (WNW) streichenden, flachen Mulde auf der Meggener Schwelle abgesetzt und verzahnen sich seitlich mit geringmächtigen Schwellenkalken. Demgegenüber sinkt bei Grevenbrück, Attendorn und Fretter ein Spezialbecken ein, in dem mehrere hundert Meter Massenkalk abgelagert werden. Andere Fazieseinheiten der oberen Stringocephalen-Schichten in der näheren Umgebung bestehen aus Flinz, schwarzen Tonschiefern mit Kalklinsen und dem Beisinghausener Kalk. Nach der *Pharciceras*-Zone der Adorfer Stufe erfolgt ein starker paläogeographischer Umschwung. Was vorher Schwelle war, wird nun zum Becken, und umgekehrt. Über dem Meggener Lager werden mehrere hundert Meter sandig-tonige Schichten des Oberdevons abgesetzt, während über dem Massenkalk von Grevenbrück geringmächtige Schwellenkalke folgen. Im Laufe des Oberdevons konzentriert sich die Schwellenbildung immer mehr auf das Gebiet von Trockenbrück, wo seit der Hemberg-Stufe die geringsten Mächtigkeiten auftreten. Hier erscheint auch ein Aufbereitungshorizont in der Dasberg-Stufe, der mit der marsischen Phase bei Kobbenrode und Frielinghausen zu vergleichen ist. In das tiefste Karbon sind Tuffe eingeschaltet, und innerhalb der Kulmkieselkalke liegt ein weiterer Aufbereitungshorizont mit Oberdevonkalk- und Kieselschiefergeröllen. Die jüngsten Schichten des Gebietes bilden Posidonienschiefer der *Glyphioceras*-Stufe.

Das Meggener Gebiet wird im höheren Oberkarbon von der asturischen Faltungsphase betroffen. Es entsteht die Attendorn-Elsper Doppelmulde, an die im SE die kleine Meggener Mulde angehängt ist. An die Meggener Mulde ist das „Alte Lager", an den Abfall zur Elsper Mulde das „Neue Lager" des Meggener Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspat-Vorkommens gebunden. Die Faltung zeigt eine scharfe Vergenz gegen NW und äußert sich in zahlreichen Spezialfalten mit häufig überkippten Sätteln, in Aufschiebungen und einer bis in das Unterkarbon aufsteigenden starken Schieferung. Im Perm ist das Gebiet konsolidiert und wird bis heute vom Meere nicht mehr überspült. An neogenen Verebnungen, Terrassen und Taleinschnitten läßt sich die jüngste Aufwärtsbewegung erkennen.

Merkmale magmatischer Infiltration und Injektion in den Keratophyrtuffen des Sauerlandes

Mit 2 Abbildungen im Text und 2 Tafeln

Von E. Lehmann

Die Frage, ob eine magmatische Infiltration und Injektion in ältere Tuffe iberhaupt möglich ist und ob Vorgänge dieser Art im paläozoischen Magmaismus eventuell von Bedeutung sind, wurde zuerst in Verbindung mit dem ichalsteinproblem aufgeworfen und in verschiedenem Sinne beantwortet. Im ;enannten Fall wird die Entscheidung erschwert durch die zum Teil erheblichen 'eränderungen des Gesteins infolge der variscischen Bewegungsvorgänge. Solche ind im allgemeinen weit geringer in den Keratophyrtuffen des Sauerlandes,)ruckeffekte im Gestein vielfach kaum merklich, Charakter des Ausgangsgesteins owohl wie etwaige spätere Einflüsse klar erkennbar. Soweit jedoch solche inflüsse sekundärer Art bestehen, weisen sie eindeutig auf eine spätere Ein-'anderung magmatischen, speziell weilburgitischen Materials in die vorhanenen Keratophyrtuffe, wohingegen der Mangel nennenswerter Druckwirkungen ; ausschließt, die Veränderung des ursprünglichen Tuffs tektonisch-diagenescher Umbildung zuzuschreiben.

Auf der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft wur-en die wesentlichen, auf Infiltration und Injektion zurückgehenden Erscheiingen demonstriert, wie sie sich im Dünnschliff und Anschliff darbieten. Einige r Dünnschliffbilder waren der Arbeit „Über Miktitbildung" (Heidelberger eiträge zur Mineralogie 3, 1952, S. 9—35) entnommen, auf die hier hingeiesen sei.

Die chemische Beeinflussung durch das zugewanderte agma oder dessen Derivate kommt im allgemeinen stärer zur Geltung als die mechanische. Sie äußert sich zunehmend it steigender Menge an Karbonat, das die Auswurfsprodukte in der Regel verttet und in dem neben $CaCO_3$ vor allem $FeCO_3$ nachgewiesen ist. Lösung, mkristallisation und Transport des karbonatischen Anteils kennzeichnen in ster Linie den Einfluß des zugewanderten Magmas. Der durch das karbonache Bindemittel begünstigte CO_2-Überschuß macht die Lösungswirkungen auf dere Tuffelemente sowie die erneute Karbonatausscheidung und die damit rbundenen Effekte der Umkristallisation verständlich. Neben der flüssigen iase spielen Gas- und Dampfphasen eine wesentliche Rolle. Der nicht tuffone magmatische Anteil ist, soweit nicht zuvor sich kleine leistenförmige Feldate ausgeschieden hatten, fast ausschließlich als Glas erstarrt.

Im einzelnen äußert sich der Einfluß des weilburgitischen Infiltrats einmal der sehr verbreiteten und teilweise sehr intensiven Korrosion der Alkalifeldate des Tuffs, hauptsächlich Kalinatronfeldspat, teils homogen, teils entmischt, d Orthoklas. Oft bekunden sie durch Größe und Habitus ihren ursprünglichen iarakter als Einsprenglinge aus dem Keratophyrmagma. In weilburgitischen hlieren und Fetzen finden sie sich neben Sedimentfragmenten als Einschlüsse.

Vielfältig und in allen Stufen verfolgbar ist sodann die magmatische] wirkung auch auf die mehr feinkörnigen und karbonatreichen Tuffanteile. der einfachen Abtrennung winziger intakter Tuffpartikel im Grenzbereich ginnend, schreitet sie fort zu selektiver Herauslösung des Karbonats, das schon am Rand der Tuffbröckchen, eine mehr oder weniger geschlossene] bonathülle bildend, wieder auskristallisiert (vgl. 1952, Abb. 5 und 8), teil die Umgebung abwandert. Das Ergebnis bilden in sich aufgelockerte, mit (durchsetzte Restbestände der einstigen Tuffpartikel, allenfalls noch deren äu Form, doch nicht mehr deren ursprünglichen Verband aufweisend (vgl. 1! Abb. 6 und 2). Insbesondere innerhalb von vergleichsweise großen Glasschli lassen sich alle Stadien dieses Auflösungsprozesses verfolgen, vom kompal Tuff schließlich nur noch Wolken oder Gebilde, ähnlich Sternhaufen, wechsel Größe und Dichte zurücklassend. Wo jeweils die Voraussetzungen zur erne Kristallisation erfüllt waren, läßt sich naturgemäß nicht entscheiden, wohl feststellen, daß in den Rekristallisationsbereichen die durchschnittliche K größe des Karbonats im Tuff auf ein Mehrfaches angestiegen ist.

Von einer Infiltrationsschliere eingeschlossen ist auch der halbmondförn Kalkbrocken in Bild 1 Taf. 10, vermutlich außerdem von teilweiser Auflös betroffen. Daß das einschließende Medium flüssig war, scheint mir aus der ' zahnung mit dem Kalk am unteren Rand hervorzugehen, und daß das G keinen Auswürfling darstellt, dürfte in der Abgrenzung gegen den Tuff, besondere in den zum linken Bildrand gerichteten, voneinander durch schr Tuffrinnen getrennten Ausläufern des Weilburgitfetzens klar zum Ausd kommen.

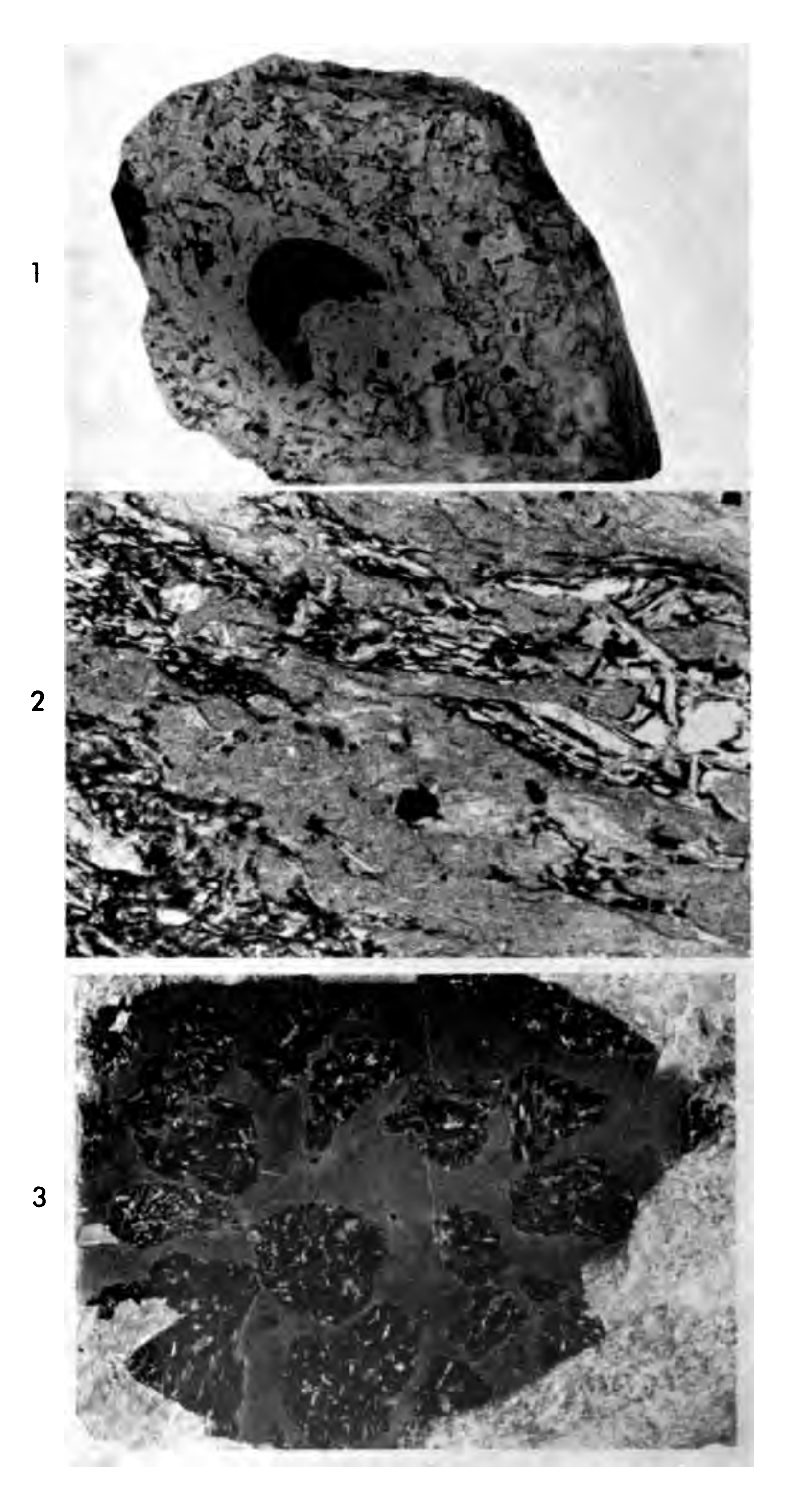
Makroskopisch lassen solche Fremdeinschlüsse oft nicht die gerin Beeinflussung seitens ihrer magmatischen Umgebung erkennen. Mikrosko jedoch kann auch dann eine solche sehr deutlich in Erscheinung treten. Beispiel diene ein ziemlich großes (Bruchfläche etwa 20 × 20 mm) Bruchs schwarzen Kalksteins, das sich gegen die Umgebung scharf abhebt und ma skopisch auch randlich nicht die geringste Änderung in Aussehen und Ho genität zu erkennen gibt. Wie jedoch dieser Rand im Dünnschliff aussieht, da mag Bild 2, Taf. 10, eine Vorstellung geben. Der sehr feinkristalline Kal stellenweise förmlich aufgesplittert durch eingeschobene Weilburgitschlie Außerdem lassen sich in den Kalkfetzen und Eruptivschlieren gewisse stoffl Veränderungen feststellen: in ersteren eine stellenweise und quantitativ unterschiedliche Abschnürung, selektive Herauslösung und Abwanderung Karbonat, in letzteren ein rascher Übergang von glasig-chloritischer zu karb tischer Füllung mandelähnlicher Gebilde. Beiden Erscheinungen, die hier of sichtlich an das relativ große Kalkfragment gebunden sind, begegnen wir \

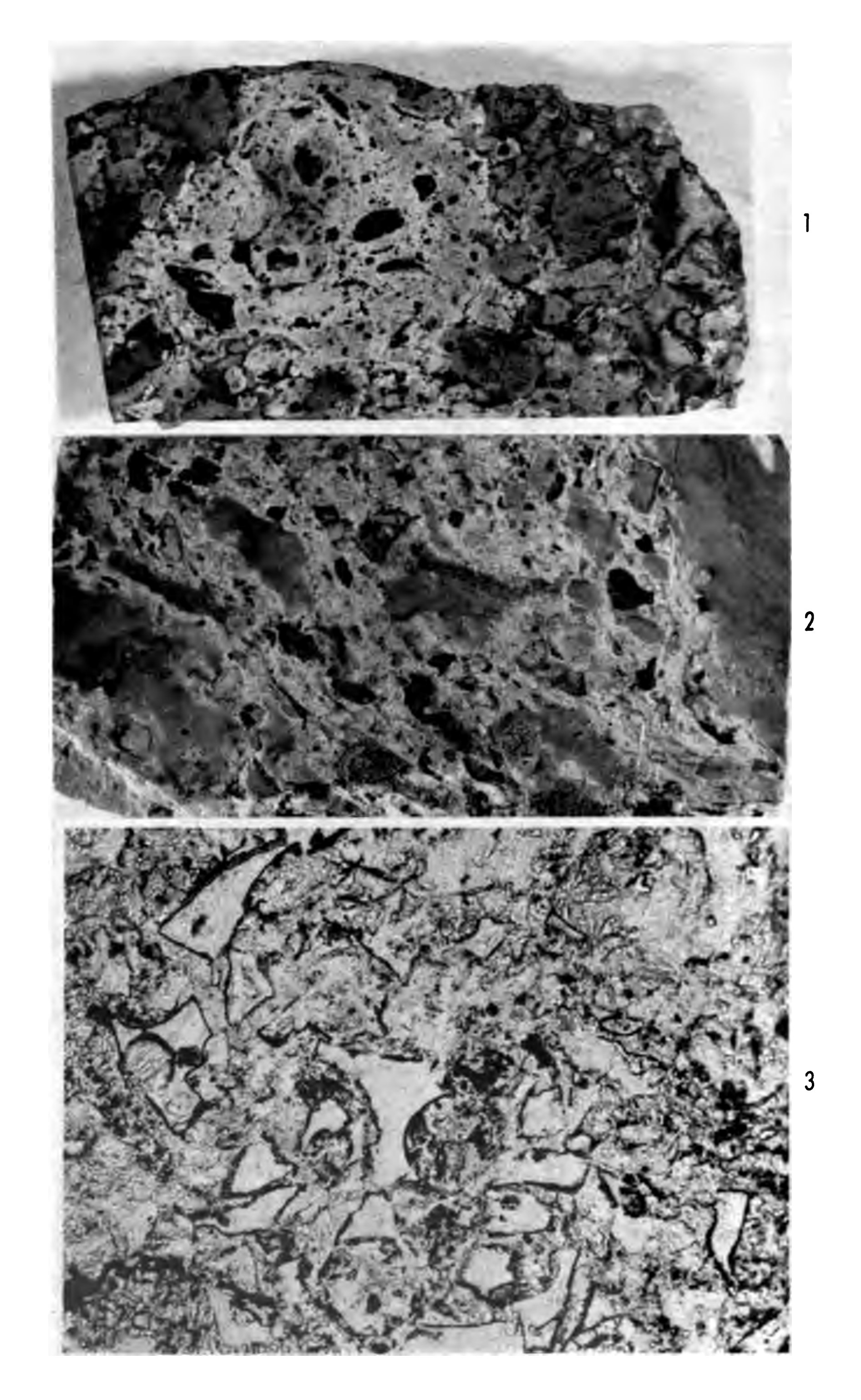
Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 10

Bild 1: Kalkeinschluß in weilburgitischem Infiltrat des Keratophyrtuffs.
Steinbruch südlich Bestwig, Sauerland.
Anschliff. Vergrößerung etwa zweifach.

Bild 2: Aufblätterung eines Kalkfragments im Keratophyrtuff durch injiziertes weilburgitis Magma.
Steinbruch südlich Bestwig, Sauerland.
Dünnschliff. Ohne Analysator. Vergrößerung 65fach.

Bild 3: Injektionsformen von Andesit in metamorphem Sedimentgestein (Briovérien).
Steinbruch („Destructor Quarry") West Park Saint Hélier, Jersey.
Anschliff etwa 1/2 natürlicher Größe.


1
2
3


1
2
3

ıch im normalen kalkigen Tuff und werden sie in dieser Umgebung gleich noch ı berücksichtigen haben[1]).

In den bisher genannten Fällen sind die Reaktionsbeziehungen zwischen ıff und Infiltrat relativ einfache, Tuff und Injekt noch relativ deutlich gegen-ıander abgegrenzt. Doch sind Beispiele dieser Art in erster Linie geeignet als lege dafür, daß im jetzigen Gestein zwei Elemente vereinigt sind, die not-ndig zwei getrennten Bildungsphasen angehören und von denen das erste ı festen Zustand (Einschlüsse), das zweite den flüssig-magmatischen (Infiltrat w. Injekt) voraussetzt. Daneben, und man kann wohl sagen häufiger, ist die rmischung der beiden Elemente eine viel innigere und führt zu Erschei-ıgen komplexen Charakters, die vielfach nur durch Übergänge und Zusam-nhänge deutbar werden. Sie sind weitgehend bedingt durch die lösende higkeit des Magmas, insbesondere dessen Dampf- und Gasphase, auf große ile des Tuffs, durch die dabei entstehende hohe CO_2-Konzentration und durch geringe Stabilität des glasigen Erstarrungsanteils. Die sich ergebenden Ver-derungen erstrecken sich insbesondere auf Struktur und Textur des mikti-hen Produkts.

Bereits kurz erwähnt wurde die mit der Umkristallisation verbundene Korn-größerung innerhalb der Karbonataggregate. Noch typischer ist innerhalb r mehr oder weniger rein karbonatischen Gesteinspartien die Verbreitung nner (durchschnittliche Breite etwa in der Größenordnung bis 10 μ) opaker ıalen von vorwiegend sphäroidischer und ovaloider, aber auch unregelmäßiger rm, erfüllt mit nur einigen wenigen, oft nur mit einem einzigen Karbonat-stall (1952, Abb. 10). Sie sind nicht immer lückenlos geschlossen, trotzdem stimmen im Schnitt die ringförmigen schwarzen Gebilde den Gesamteindruck. dessen kann man angesichts der immerhin nicht seltenen unregelmäßigen For-n die Entstehung zum mindesten nicht generell einer Blasenbildung zuschrei-n, sondern muß wohl mehr einen Zusammenhang mit der Umkristallisation s Karbonats annehmen und in der undurchsichtigen, mikroskopisch nicht auf-baren Hüllsubstanz ein Gemenge sehen, das sich aus feinsten Tuffresten sowie i der Umkristallisation des Karbonats abgetrenntem und in Oxyd bzw. ydroxyd überführtem Eisen zusammensetzt.

Von dieser sphäroidischen Textur durchaus verschiedene, geradezu an

[1]) Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß diese Kalkfragmente, die doch offen-htlich Einschlüsse in dem magmatischen Material darstellen, keine kontaktmetamorphen ubildungen enthalten. Allein diese Tatsache genügt, um die niedrige Temperatur dieses ıgmas zu beweisen. Das Diabasmagma dagegen hat unter gleichen Voraussetzungen stets Bildung von Kontaktmineralien veranlaßt (z. B. Hegethalskopf E Niederscheld, Galgen-rg NW Bissenberg). Wie sollte man sich diese verschiedene Wirkung auf die gleiche Sub-nz anders erklären als durch die Temperaturverschiedenheit der beiden Magmen?

Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 11

d 1: Infiltrationsschliere in Tuff-Schalstein.
Alte Berg N Laubuseschbach, Lahngebiet.
Anschliff || Schieferung. Vergrößerung etwa zweifach.

d 2: Infiltrationsschliere in Tuff-Schalstein.
Alter Steinbruch zwischen Aumenau und Fürfurt.
Anschliff || Schieferung. Vergrößerung etwa zweifach.

ld 3: Splitterige Formen von weilburgitischem Glas in einem „Sekundärtuff".
Henne-Talsperre bei Meschede, Sauerland.
Dünnschliff. Ohne Analysator. Vergrößerung 150fach.

Tiefen- und Ganggesteine erinnernde Gefügebilder können dort entstehen, wo Karbonatausscheidung und Magmaerstarrung unmittelbar zusammentreffen. Wenn in solchem Fall das Infiltrat zudem kleine Leistenfeldspate führt, dann dienen diese bevorzugt als Ansatzpunkte der Karbonatkristallisation. Außerdem scheint eine Förderung ihres Wachstums stattgefunden zu haben, denn es ist auffällig, daß sie sich in Karbonatumgebung meist durch besondere Größe auszeichnen oder, wo gelegentlich eine Leistenhälfte von Glas, die andere von Karbonat umgeben ist, die letztere sich durch Dickenzunahme und unscharfe Begrenzung von der ersteren unterscheidet (1952, Abb. 9). An anderen Stellen wiederum befinden sich Glas und Karbonat in einem gegenseitigen Verband, der geradezu aplitischer Struktur gleicht.

Sphäroidische Gebilde inmitten von Gesteinsglas werden meist einer Blasenbildung zugeschrieben und, soweit sie mit gewissen Mineralsubstanzen erfüllt sind, als Mandeln bezeichnet. In den Dünnschliffen der vorliegenden Mischgesteine jedoch geschieht es nicht selten, daß völlig homogen und isotrop gebliebene Bezirke innerhalb injizierter Glasschlieren umschlossen sind durch die gleichen, nur allgemein in der Form vollkommeneren opaken Ovale und Ringe, wie sie oben aus vorherrschend karbonatischer Umgebung beschrieben wurden. In der gleichen Weise eingezäunt sind isolierte Glastropfen inmitten von Karbonat sowie durch schmale Tuff- oder Karbonatstreifen abgetrennte Schlierenteile (1952, Abb. 9). Die Annahme einer Mobilisierung, Aussonderung und Akkumulation gewisser Anteile des ursprünglichen Tuffkarbonats bei dessen Umkristallisation dürfte auch hier als Erklärung am nächsten liegen. Lokal nur wurde die glasige Kernsubstanz nachträglich in Aggregate aus körnigem Albit, Albit-Chlorit oder Chlorit überführt, gelegentlich auch durch Calcit verdrängt (1952, Abb. 11). Glasreste durchziehen diese oft zu förmlichen Aggregaten vereinigten Gebilde schlierenartig. Dabei kann leicht der Eindruck von Mandeltextur entstehen, während in Wirklichkeit das Ergebnis eines komplizierten, stufenweise verlaufenen Vorganges vorliegt.

Der Grad der Vermischung kann örtlich stark variieren. Ebenso sind die vorstehend bewußt herausgegriffenen Einzelerscheinungen in unterschiedlicher Weise kombiniert, teils nebeneinander auf engstem Raum, teils einander überlagernd und neue Erscheinungsformen ergebend, deren Zustandekommen ohne wegweisende Übergänge kaum verständlich würde.

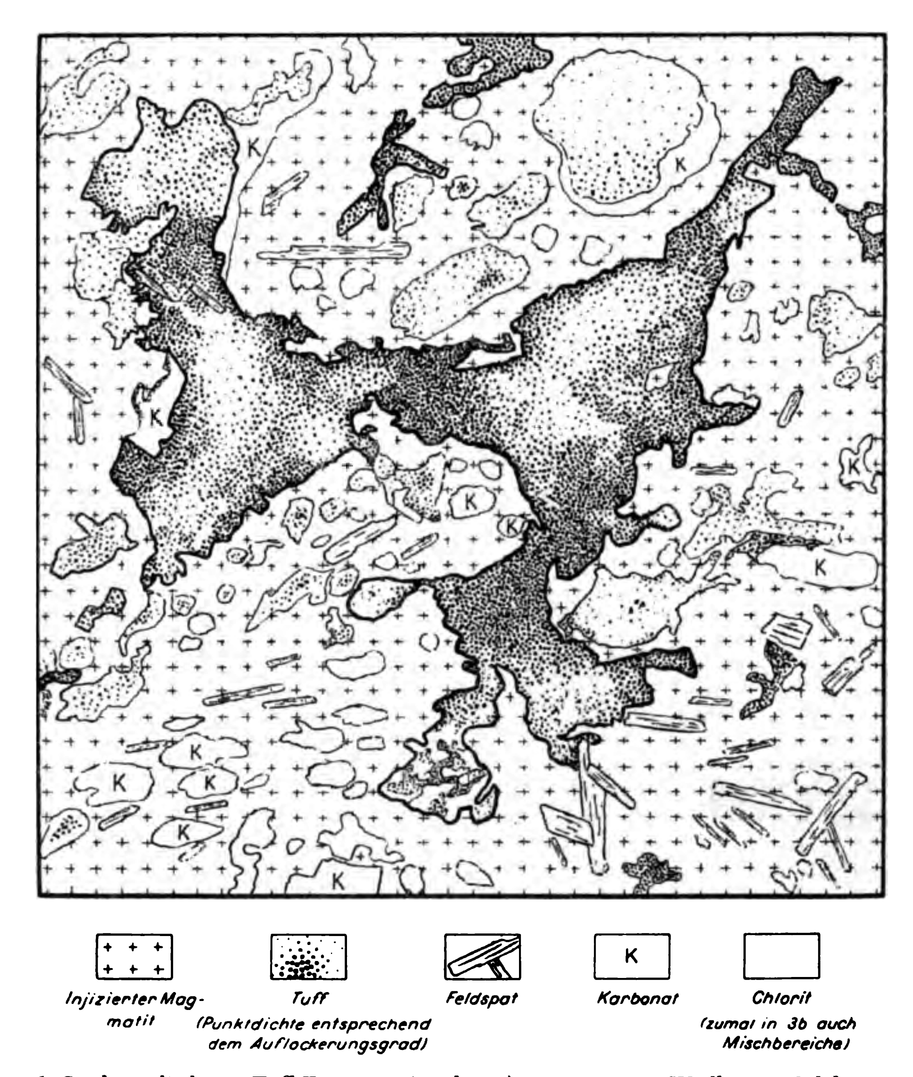
Ein bereits 1952 (Abb. 1) betrachtetes Beispiel sei hier nochmals aufgegriffen (Abb. 1). Nur auf einige bedeutsame Beobachtungen sei hingewiesen:

1. Die Form der großen, im wesentlichen unveränderten Tuffpartie ist insofern bemerkenswert, als deren starke Gliederung mit ihren verschieden gerichteten und gegen das umgebende Eruptivgestein scharf absetzenden Ausläufern doch wohl ein weitgehend verfestigtes Material voraussetzt und schwerlich zu vereinbaren ist mit der Vorstellung einer Schlammaufnahme durch ein auf dem Meeresboden sich ausbreitendes Magma. Der Tuff ist feinkörnig und relativ karbonatarm, enthält jedoch neben den durchschnittlich winzigen Karbonatkörnchen auch einzelne größere Körner sowie größere Feldspatfragmente.

2. Die um diese zentrale Partie verstreuten, aber im Schliff nicht mit ihr verbundenen kleineren Tuffpartikel zeigen zum Teil ähnlich gegliederte Form, meist sind sie gerundet, teils mit länglichem birnenähnlichem, teils mit isometrischem Umriß. Die Gebilde dieser Art lassen großenteils noch keinen sonderlich auffallenden Unterschied der mineralogischen Zusammensetzung gegenüber der zentralen Partie erkennen.

3. Nicht wenige der zahlreichen „Mandeln" in der braunen Glasbasis des

ȝebenden magmatischen Gesteins enthalten Tuffkerne. In ihrer jetzigen Be-
ffenheit sind alle Grade der Auflockerung und Auflösung nebeneinander
ınschaulicht, vom unveränderten kompakten Tuffbröckchen bis zum Tuff-



1. Stark gegliedertes Tuff-Fragment (punktiert) in injiziertem Weilburgit. Selektive Auf-
g des Tuffs (verschiedene Stärke und Dichte der Punktierung). Im Randbereich und in
Jmgebung stärkere Veränderungen und Durchmischung. Stellenweise Zusammenballung
Karbonat (K). Chlorit- und Glasbildung (Leerstellen). Henne-Talsperre bei Meschede,
Sauerland. Dünnschliff. Vergrößerung 40fach.

t aus spärlichen separaten Partikeln. Gelegentliche Außenringe aus Karbonat
en den selektiven Charakter des Vorganges sowie die Stoffwanderung an.
4. In den auffälligen Fortsätzen einzelner Tuffausläufer herrscht im all-
ɜinen der Einfluß der magmatischen Umgebung vor, doch kennzeichnen
ɪrkennbare Tuffrelikte den gemischten Charakter. Mineralogisch unter-

scheiden sie sich nicht wesentlich vom Material, das stellenweise ohne schar Grenze vom Tuff zum Eruptivgestein überleitet: die große Zahl kleiner Ka bonatkörnchen ist verschwunden, vereinigt zu wenigen, relativ großen und ein heitlich orientierten Individuen, reichlich feinfaseriger Chlorit ist entstanden zahlreiche winzige Albitleistchen sind sehr wahrscheinlich gleichfalls eine Neubildung, während submikroskopische Teilchen in ungleichmäßiger Verteilung als Pigment wirken und kaum anders als Restbestand des Tuffs aufgefaßt werden können.

Nur wenige Millimeter von den durch Abb. 1 dargestellten Verhältnissen entfernt bietet sich das völlig anders geartete Bild der Abb. 2. Hier läßt die Form jegliche Betonung durch Kanten und Ecken vermissen, gerundete Umrisse und aneinandergereihte Bögen bestimmen, unabhängig vom Grad der Gliederung, das Gesamtbild. Es bedeutet nur einen weiteren Schritt in der formalen Entwicklung, wenn die in der Bildmitte mehr nur angedeutete Teilung randlich fortgeschritten ist zur weitgehenden Trennung in Einzelgebilde. Es dürfte ferner kein Zufall sein, daß in der unteren Tuffpartie die Bestandteile mehr die normale dichte Lagerung aufweisen, während oben Auflockerung und Aufhellung des Tuffs sowie Durchsetzung mit dem magmatischen Material der Umgebung stärker vorherrschen. Hier verrät sich die Durchmischung nicht selten in der Beteiligung von lichtbraunem Gesteinsglas und darin angedeuteten stengeligen Kristallformen, die vermutlich der Feldspatgeneration des Infiltrats angehören. Auch randliche Übergänge vom Tuff in das umgebende Eruptivgestein werden beobachtet. Das Gesamtbild läßt sich jedenfalls kaum anders als ein Auflösungsprozeß des Tuffs auffassen.

Im Vergleich zu den genannten, ganz oder teilweise chemischen Effekten tritt die Form der durch magmatische Einwanderung entstandenen Gebilde, speziell die Fixierung der rein physikalisch-mechanischen Erscheinungen gerichteter Fließbewegung, als Kriterium einer Injektion und Infiltration zurück. Der Einwand, daß deren Realität sich im Miktit vorzugsweise durch magmatische Schlierenbildung oder netzförmige Verteilung äußern müßte, ist nicht stichhaltig. In den hier behandelten Tuffen sind immerhin beide Texturformen oft verwirklicht. Daneben freilich erscheint der injizierte Ante ebensooft in der Form isolierter Fetzen, die unter Umständen sogar die üblich Verzahnung mit dem umgebenden Tuff vermissen lassen und dann von Frag menten sich kaum unterscheiden. Das Verhalten im einzelnen ist begreiflicher weise abhängig einerseits von der Heterogenität des Tuffs, insbesondere von de Gegenwart und Zahl größerer Gesteinsfragmente eruptiver oder sedimentäre Natur, vom Grad der Verfestigung, vom Grad der Schichtung und von de chemischen Resistenz, andererseits aber auch von der Beschaffenheit des magma tischen Infiltrats, insbesondere dessen Mobilität, der Beteiligung von Dampf und Gasphase neben der flüssigen, und dem lokalen Mengenverhältnis zum Tuf Bei einem Magma von der Art des weilburgitischen spielen Gas- und Dampf phase sogar eine hervorragende Rolle, und was uns jetzt im Miktit als ein gewandertes Element mit noch eindeutigem Eruptivgesteinscharakter entgegen tritt, ist ja vielfach selbst nur ein Überbleibsel, während ursprünglich dazu gehörige Teile infolge ihrer Vermischung mit dem umgebenden Primärbestand umgeprägt und versteckt sind. Im ganzen ist vermutlich eine magmatische Durchtränkung des Tuffs viel wahrscheinlicher als eine ausgesprochene Injizierung im strengen Sinn, und darum dürfte, obschon charakteristische Injektionsformen nicht fehlen, im allgemeinen die Bezeichnung Infiltration zutreffender sein.

Indessen, selbst bei normaler Injektion, können sich isolierte Formen mit recht scharf verlaufender Begrenzung ergeben. Ein Beispiel dafür liefert Taf. 10, Bild 3, eine Gesteinsplatte aus dem Südteil der Insel Jersey. Hier ist ein postkulmischer

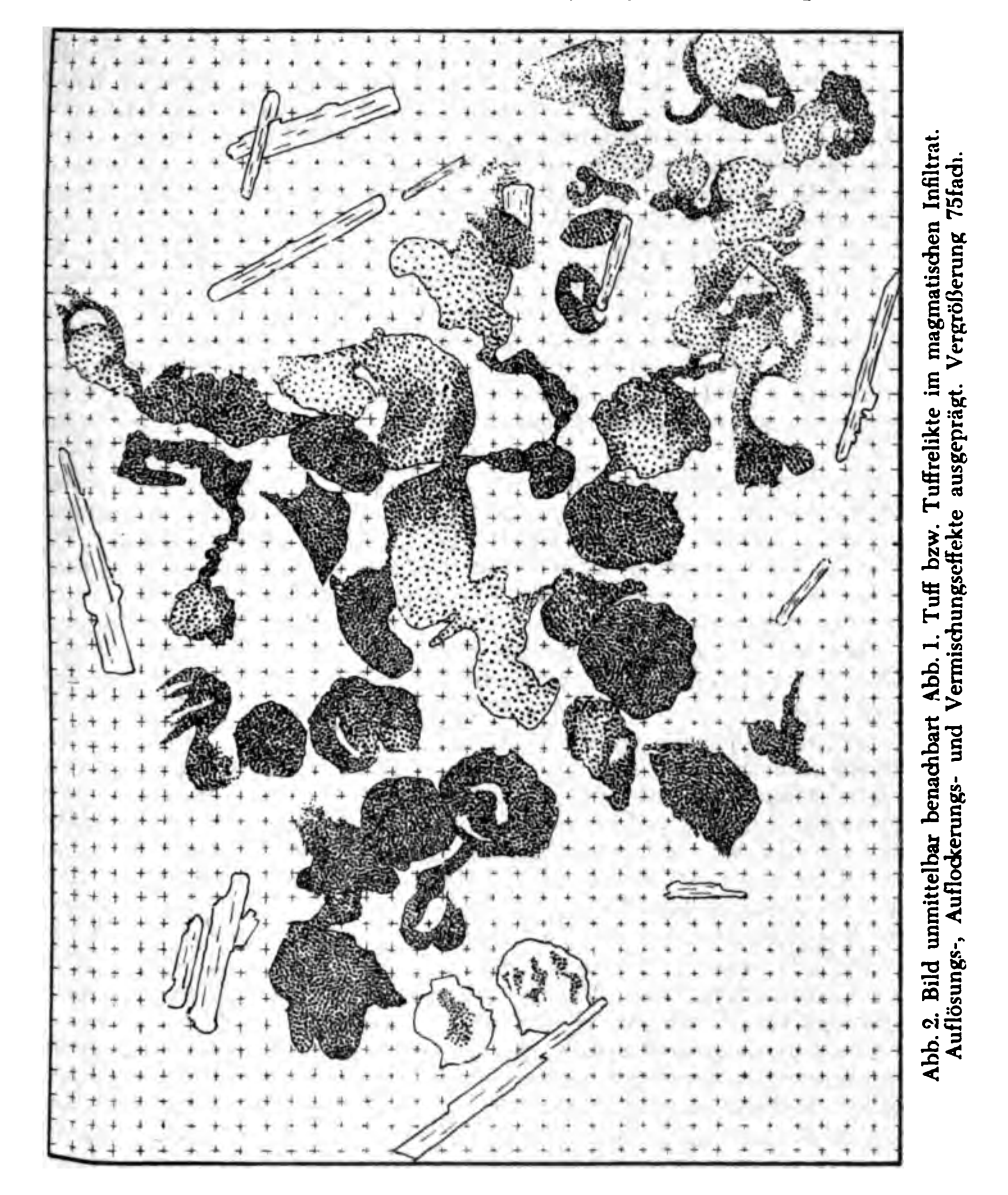


Abb. 2. Bild unmittelbar benachbart Abb. 1. Tuff bzw. Tuffrelikte im magmatischen Infiltrat. Auflösungs-, Auflockerungs- und Vermischungseffekte ausgeprägt. Vergrößerung 75fach.

Andesit (Porphyrit) injiziert in angrenzendes metamorphes Sediment des Briovérien. Formen dieser Art sind im dortigen Aufschlußbereich eines Steinbruchs keine Seltenheit, trotzdem wird unter den gegebenen Voraussetzungen niemand daran denken, sie als Andesit f r a g m e n t e anzusprechen. Natürlich ist das Bild einer Fläche nicht allein maßgebend, aber analoge Formen wiederholen sich auf allen Flächen größerer Gesteinsblöcke. Erinnert sei auch an die in einzelne

Fetzen zerlegten Gänge, wie ich sie von der Grube Königszug beschrieb
abgebildet habe (N. Jb. Min., B.-Bd. 64 A, 1931, Taf. 18 und 19). Auch dc
delt es sich doch letzten Endes um injizierte Gebilde, wenn auch im ei
gekennzeichnet durch Walzen-, Wurst- oder Wulstform.

Bei der Erörterung des Schalsteinproblems ist bisher, wie ich glau
Form der Partikel im Tuff-Schalstein zu stark in den Vordergrund
worden. Sie ist auch hier nicht allein und nicht in erster Linie entschei
der Frage, ob wir es mit injizierten oder reinen Tuffen zu tun haben.
mehr oder weniger fragmentähnlicher Gestalt fehlt es überdies keinesw
netzförmiger Durchaderung, an Schlieren und an mit der Umgebung vi
verwobenen und verzahnten Fetzen, auch nicht in den der Schieferu
allelen Ebenen dieser Tuff-Schalsteine. Taf. 11, Bild 1 und 2, beides der S
rung folgende Anschliffe, veranschaulichen Fälle dieser Art. Das Geste
Alte-Berg ist schwach, das von Aumenau stark geschiefert, aber der Erupti
dort mit seiner vielfältigen Randgliederung steht ebensowenig im E
mit den Formen vulkanischen Auswurfmaterials wie das Eruptivgewel
das sich übrigens genau so im Schnitt senkrecht zur Schieferung wie

Kehren wir zurück zu den Tuffen des Sauerlandes. Im oberen der
Tuffhorizonte, die bei den Bauarbeiten zur Erweiterung der Henne-Ta
bei Meschede unterschieden wurden, aber beide dem gleichen geolo
Horizont angehören, finden sich gelegentlich dünne und wenig ausge
Lagen, deren hellgraues und sehr feines Material sich vom herrschende
äußerlich auffallend unterscheidet, sich aber mikroskopisch gleichfalls als
phyrtuff erweist, freilich als ein sehr kalkreicher Keratophyrtuff. Die
suchung einer dieser Einschaltungen führte zu dem überraschenden Er
daß die oben als Infiltration erscheinende glasreiche Eruptivkomponente l
Merkmale eines vulkanischen Auswurfprodukts aufweist, d. h. in maxim
0,1 mm erreichende Splitter zerborsten ist (Taf. 11, Bild 3). Es sind die g
Formen, wie sie schon von O. MÜGGE (N. Jb. Min., Beil.-Bd. 8, 1898, T
Fig. 20) und neuerdings von G. RIPPEL (Geol. Jahrb. 68, 1953, S. 410, Abb
andern Keratophyrtuffen des Sauerlandes wiedergegeben sind. Im Beisp
Meschede bilden die Glasfragmente, mengenmäßig die eigentlich kerat
schen Bestandteile weit übertreffend, neben den Karbonatkörnchen die
liche Komponente dieses „Sekundärtuffs", dessen Entstehung wah
lich örtlichen Gasausbrüchen (Eruptivfumarolen nach PALMIERI) zuzuschrei
eine Annahme, die angesichts des im ganzen relativ oberflächennah sich
lenden Vorgangs naheliegt. Im vorliegenden Zusammenhang interessie
Frage weniger als der ausgesprochene Gegensatz der entstandenen For
denen, die das gleiche Magma im übrigen Tuff angenommen hat. So et
in dieser untergeordneten Gesteinspartie oder ähnlich müßte der weilbur
Anteil normalerweise aussehen, um generell seine Deutung als vulkanisch
wurfsprodukt zu rechtfertigen. Statt solcher Übereinstimmung oder auch
näherung im Formcharakter beobachten wir eine Verschiedenheit, die s
möglich als zufällig abtun läßt. Berücksichtigen wir außerdem die Zugeh
zu ein und derselben geologischen Einheit und die Gleichheit der pe
phischen Zusammensetzung, dann enthält die vorstehende Beobachtun
ihrer Beschränkung auf eine untergeordnete Abart der Tuffe bei Mesche
Bestätigung dafür, daß magmatische Infiltration und Injektion eines
Gesteins durchaus möglich sind.

Gangspaltenbildung als Bebenursache?

Ein Beitrag zur Tektonik der Ramsbecker Erzgänge

Mit 10 Abbildungen

Von E. SCHENK, Gießen

Inhalt

Dem Andenken von WERNER PAECKELMANN

Vorbemerkung

Die nachfolgende Untersuchung behandelt Wellungen auf Gleitflächen, ı Wellenlängen und Amplituden definierbare Beziehungen zu den geolo- -tektonischen Gegebenheiten aufweisen. Ob diese Beziehungen als Voraus- ng für eine mathematisch-physikalische Behandlung des Problems der rmationsgeschwindigkeiten hinreichen, müßte der Physiker prüfen. Die fol- en Darlegungen möchten eine Anregung dazu geben.

Einleitung

Das nordöstliche Sauerland ist durch eine eigene, von der geologischen barschaft abweichende tektonische Gestaltung ausgezeichnet, wie die lang- ;en Forschungen W. PAECKELMANNS ergeben haben. Die beherrschende bau- Einheit ist der Ostsauerländer Hauptsattel. Seinen zentralen Teil nimmt ıamsbecker Erzrevier ein. Die Erzgänge dieses Gebietes sind in dreifacher cht ungewöhnlich: erstens durch ihre außerordentlich flache Lagerung, ens durch ihr die Faltenrichtung sehr spitzwinklig kreuzendes Streichen drittens durch ihre zum Teil auf starke Durchbewegung hinweisende ؛ Struktur. Sie gehören damit hinsichtlich ihrer Tektonik zu den merk- ıgsten und problematischsten Gängen.

ʌit den Erzgängen sind nahezu horizontal liegende Gleitflächen, d. h. sehr Schubbahnen vergesellschaftet (Abb. 1). Ihre Bildung sowie die der Erz- ፣ war ein bislang ungelöstes Problem. Ihr gemeinsames Auftreten in der-

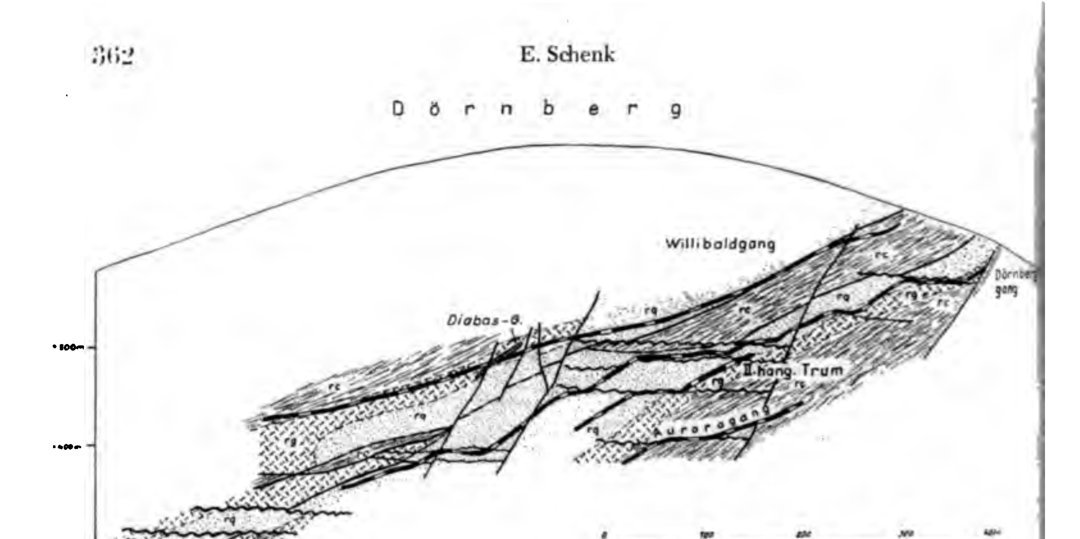


Abb. 1. Querprofil durch den Dörnberg bei Ramsbeck; nach BEHRENDT-PAECKELMANN 1937. Die Gänge fallen mit durchschnittlich 18° nach Süden ein, streichen und fallen spitzwinklig zu den Schichten. Die hier durch enge Punktierung dargestellten Quarzitschichten gehören verschiedenen stark deformierten Spezialfalten an (vgl. Abb. 12). Lockere Punktierung: Grauwackenhorizont; ohne Zeichen: Schiefer; die Flachen sind durch die gewellten Linien dargestellt.

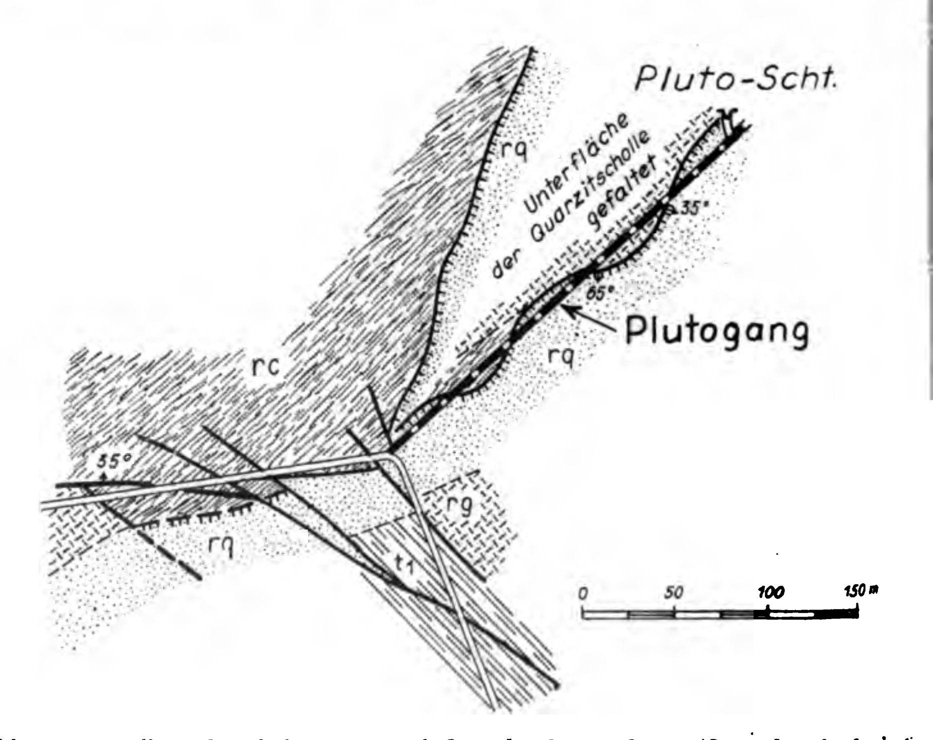
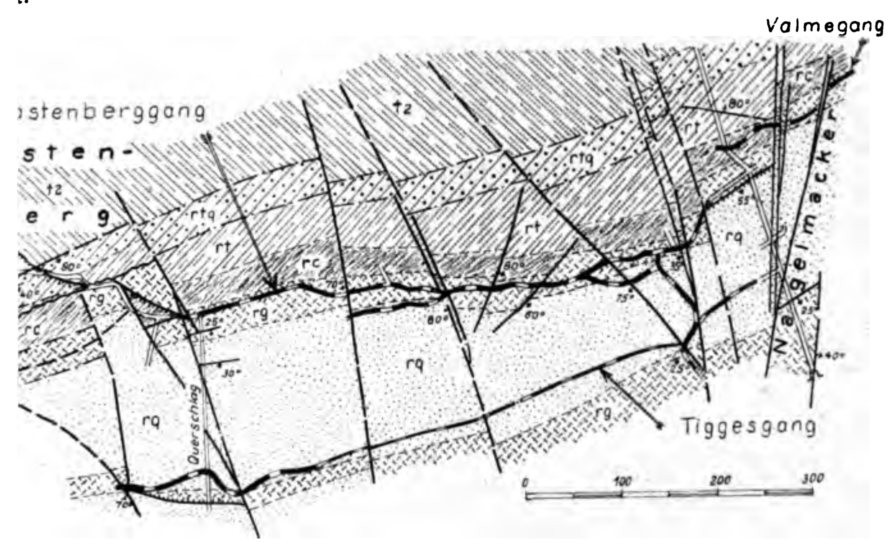
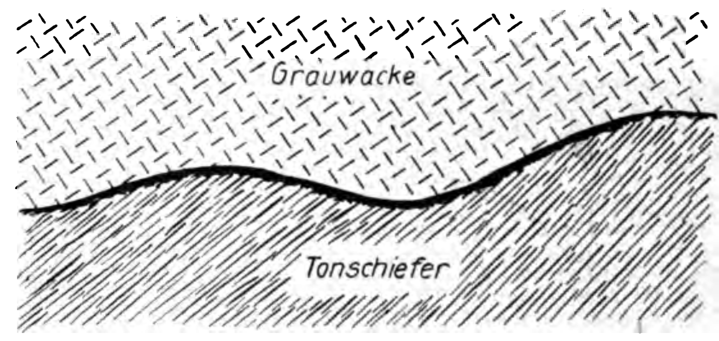


Abb. 2. Die Wellung der Flachen im Grundriß an der Grenze Quarzit/Crinoidenschiefer bzw. Grauwackenhorizont. Teil des Grundrisses der Eickhoffstollensohle nach BEHRENDT-PAECKELMANN 1937.

tektonischen Einheit ist nicht zufällig, wie in einer anderen Arbeit aus- gezeigt wird (SCHENK 1956). Es beruht auf einer engen mechanischen ɔfung mit einem dritten Vorgang, dem einer zweiten Schieferung, der üftung oder Knickschieferung, die die Faltungsart und -mechanik des n Ostsauerländer Hauptsattels in einer Phase der varistischen Faltung t.



)er Bastenberggang im gewellten Flachen zwischen Grauwacken und Tonschiefern. I des Sohlenrisses des Nagelmakerstollens nach BEHRENDT-PAECKELMANN 1937.



Vellung eines Flachen zwischen Schiefer und Quarzit auf der 60-m-Sohle, Aurora- Die „Faltung“ ist nur auf das Flache beschränkt. Die Schiefer sind geschleppt und lzt. Die Schichtung der Grauwacke ist von der „Faltung“ unberührt geblieben.

Wellung der Flachen

ə nahezu horizontalen Gleitbahnen, die „Flachen“, wie sie in Ramsbeck : werden, sind gewellt. Es lassen sich Wellenlängen von 2—20 m messen, gen, die also mit einem Blick zu übersehen sind. Daneben gibt es ängen von mehr als 50 m. Sie treten im Grubenbild sehr deutlich hervor. ıplituden der Wellen erreichen Höhen von mehreren Dezimetern und ber ein Meter. Die Abb. 2 und 3 geben davon eine Vorstellung. Der

Strecke folgend, durchquert man eine Anzahl solcher Wellen unter einem spitzen Winkel, hier im Quarzit, dort an der Grenzfläche Quarzit—Crinoidenschiefer bzw. Grauwackenhorizont. Die flache, wellenförmige Grenzfläche des Ganges im Bereich der „Flachen“ ist das Typische und Primäre.

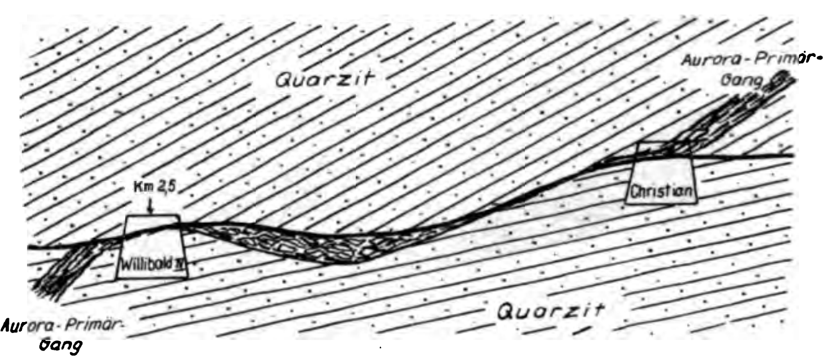


Abb. 5. Gewelltes Flaches im Quarzit. Auch hier ist die Deformation auf das Flache selbst beschränkt. Die Schichtflächen blieben ungefältelt. Die Ineinanderschachtelung der verschiedenen Wellungen ließ Raum frei für den Erzabsatz.

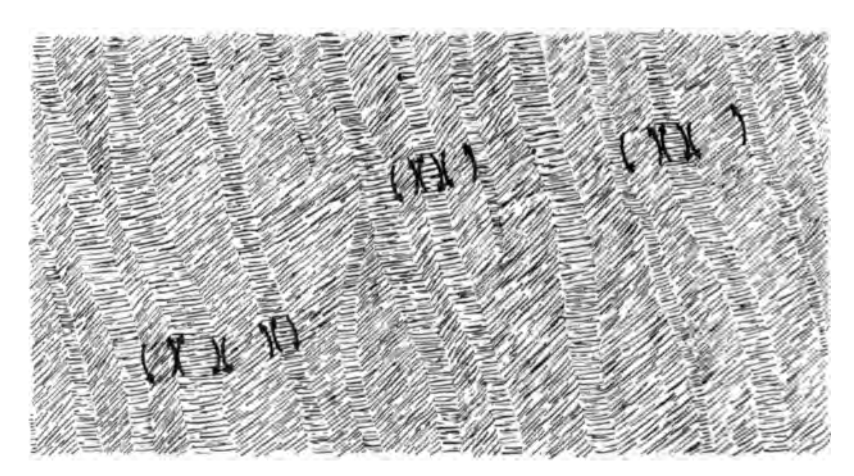


Abb. 6. Zweite oder Knickschieferung im Ostsauerländer Hauptsattel an der Straße Ramsbeck—Bödefeld. Unabhängig von der Einfallsrichtung der Knickschieferung sind die Schieferlamellen in den schmalen Streifen der Knickschieferung nach Norden relativ abgesenkt bzw. an der Südseite relativ gehoben; die Lamellen sind also gedreht, rotiert worden. Die Knickschieferungszonen umgrenzen schmale linsenförmige Schollen mit zur allgemeinen Bewegungsrichtung entgegengesetztem Drehungssinn.

Die Wellungen sind keineswegs vergleichbar mit den üblichen Verformungen, Stauchungen o. dgl., wie man sie oft an Schubflächen beobachten kann. Man hat sie deswegen auf eine spätere Faltung zurückgeführt, die die Schubflächen verformte, d. h. in Wellen legte (Behrendt & Paeckelmann 1937, S. 51, 139, 192). Dem widerspricht die außerordentliche Gleichmäßigkeit der Wellenlängen und Amplituden auf den einzelnen „Flachen“, das Abklingen der Wellung im Gestein, sowohl nach oben wie nach unten, mit wachsender Entfernung von der Gleitbahn (vgl. Abb. in Behrendt & Paeckelmann), und schließlich der

lare Befund, daß Schichtung und Schieferung im unmittelbar Liegenden und langenden der welligen „Flachen" überhaupt nicht „gefaltet" sind (Abb. 4 ıd 5).

Wäre eine Faltung die Ursache, so hätte sich diese nicht auf den engen reich der Gleitbahn beschränkt, sondern auch die durch sie getrennten Schich-ı und die in ihnen liegenden älteren Schubbahnen in gleicher Weise erfaßt. .r die Quarzitbänke kann man dabei die Verwirklichung des Gesetzes der ıuchfaltengröße erwarten (SANDER 1911, 1930). Die vorliegende „Faltenform", relative Enge der Wellung, steht damit nicht im Einklang, vor allem nicht, nn man berücksichtigt, daß die betroffenen Schichten stark geneigt sind und } das durch die horizontalen Gleitbahnen getrennte Quarzitpaket, das die ltung erlitten haben müßte, eine relativ große Mächtigkeit besitzt. Es ist :h nicht einzusehen, warum von einer solchen Faltung nur e engsten Bereiche der Schubbahnen gefaltet worden ıd und nicht auch die Schichtflächen! Die zusammenfassende rstellung der tektonischen Inventaraufnahmen des ganzen Bereiches (Abb. 8) gt auch, daß es offensichtlich keinen Mechanismus gibt, der die Beziehung ischen der Wellung und einer nachträglichen Faltung enthält und aufdeckt. e erste Schieferung, die Transversalschieferung, kann nicht in Frage kommen, die „Flachen" zur Zeit ihrer Funktion noch nicht existierten. Mit der Falten-m und -richtung, die durch die zweite Schieferung, die Bruch- oder Knick-ıieferung, angestrebt wurde und die auch u. a. die Bildung der „Flachen" her-:führte, steht sie auch nicht in dem dann erforderlichen Zusammenhang. Man ınte daran denken, daß diese zweite Schieferung, ebenso wie die erste, eine ltelung kompetenter Bänke verursacht haben würde. Die Achsenrichtungen r Wellungen und dieser Schieferung weichen jedoch zu sehr voneinander ab, ı sie in diesem Sinne kausal und mechanisch direkt verknüpfen zu können. ır allem aber fehlt die Durchfaltung, die wirkliche Verbiegung der ıichten. Vielmehr klingt bereits die Faltenform, beispielsweise von der gewell-ı Liegendgrenze einer mächtigen Quarzitbank, der Gleitfläche, ins Hangende ır schnell ab, sofern sie nicht überhaupt fehlt. Die Faltenform oder elmehr die Wellenform ist hier ein Phänomen der Fläche ıd nicht der Schicht.

Auch zu irgendeiner letzten Phase der varistischen Faltung, die die tekto-ıchen Mittel der voraufgehenden Phasen benutzte und keine neuen Formen ıuf, eine wellige Verbiegung der Gleitbahnen jedoch am ehesten verursacht ben könnte, besteht keine unmittelbare harmonische Beziehung. (Man durch-ısterte daraufhin die von diesen Gesichtspunkten gänzlich unbeeinflußten ırstellungen von BEHRENDT & PAECKELMANN, 1937). Dagegen läßt die geo-trische Darstellung der Strukturelemente im Diagramm (Abb. 8) eindeutig e Zuordnung der Wellungsachsen zur Richtung der Rutschstreifen auf den ıchen, also zur Gleitbewegung, erkennen. Um diese Zusammenhänge zu ver-hen, muß auf die in einer besonderen Arbeit (SCHENK a. a. O.) eingehend gelegten Faltungsvorgänge hier kurz eingegangen werden.

Die tektonische Entwicklung im östlichen Sauerland

Im Gang der varistischen Orogenese wurde im östlichen Sauerland eine ge tausend Meter mächtige, fast homogene Folge von Tonschiefern mit .tiv geringmächtigen Einlagerungen von Quarziten, Grauwacken, Kalksteinen l Diabaslagern von der Faltung erfaßt. Den petrographischen Voraussetzun-



Abb. 7. 1. Schieferung von 2. Schieferung durchsetzt. Ramsbeck. Photo: PAECKELMANN.

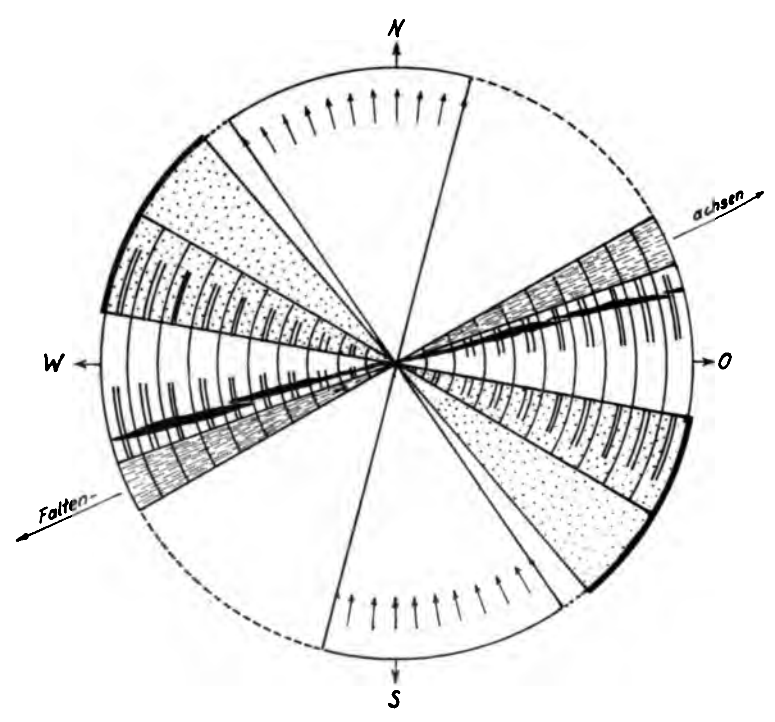


Abb. 8. Diagramm der Strukturelemente im Ostsauerländer Hauptsattel. Schraffierter Be
Streichen und Fallen der Transversalverschieferung; punktiert: Streichen der Flachen; F
Streichen der Rutschstreifen auf den Flachen; konzentrische Kreisbögen: Streichen der 2.
Knickschieferung; doppelte Bögen: Maxima im Streichen der 2. Schieferung; dicke Lini
Schwellungen: Streichen der Erzgänge.

gen entsprechend vollzog sich die Faltung der plastischen Tonschiefer zun
durch eine erste Schieferung, eine Transversalschieferung, die das Streiche
Faltenachsen sowie die ganze Wölbung des Ostsauerländer Hauptsattel

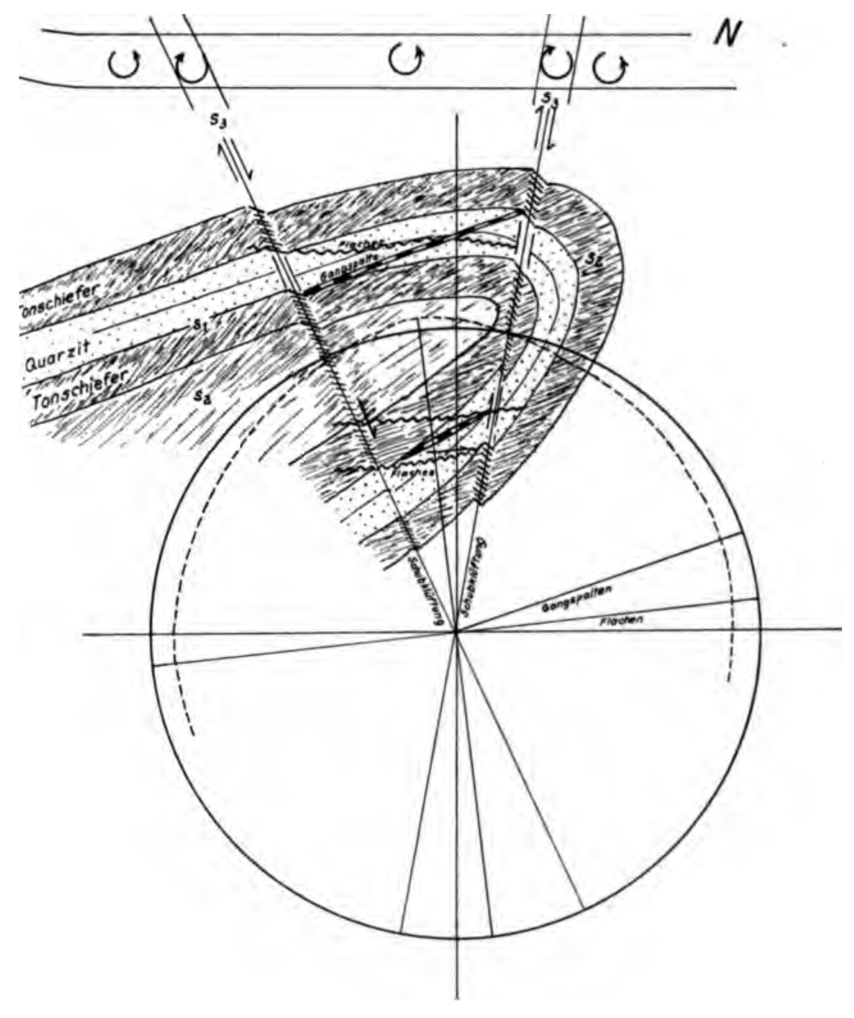


Diagramm zur Veranschaulichung der Beanspruchung und Reaktion des Quarzit-
tes im Querprofil (Aufriß) und der dadurch bewirkten Bildung der Flachen und
spalten. S 1 — Schichtung; S 2 = Transversalverschieferung; S 3 = Knickschieferung.

:e. Die elastischen Schichten (elastisch und plastisch nach geologischem gebrauch) wurden im wahren Sinne des Wortes gefaltet.

'ie Transversalschieferung bildet einen Fächer, der gegen Nordwesten ›t ist und ein Fallen der Schieferungsflächen von 15°—20° S im Norden f 60° N im Süden umschließt. Dieser Faltungsmechanismus kam zum , und es entwickelte sich mit einer zweiten Schieferung, einer Knick- oder chieferung (Schubklüftung, Abb. 6 und 7), ein neuer gegen Norden ge- ·r Fächer, der die Faltung fortführte.

us hier nicht zu erörternden Gründen entwickelte sich lokal eine von der Deformation abweichende Beanspruchung. Die Winkeldifferenz zwischen ichtungen der Normalspannung der ersten und der zweiten Deformation t 15—25° (Abb. 8). Das hatte zur Folge, daß die Achse der neu ange-

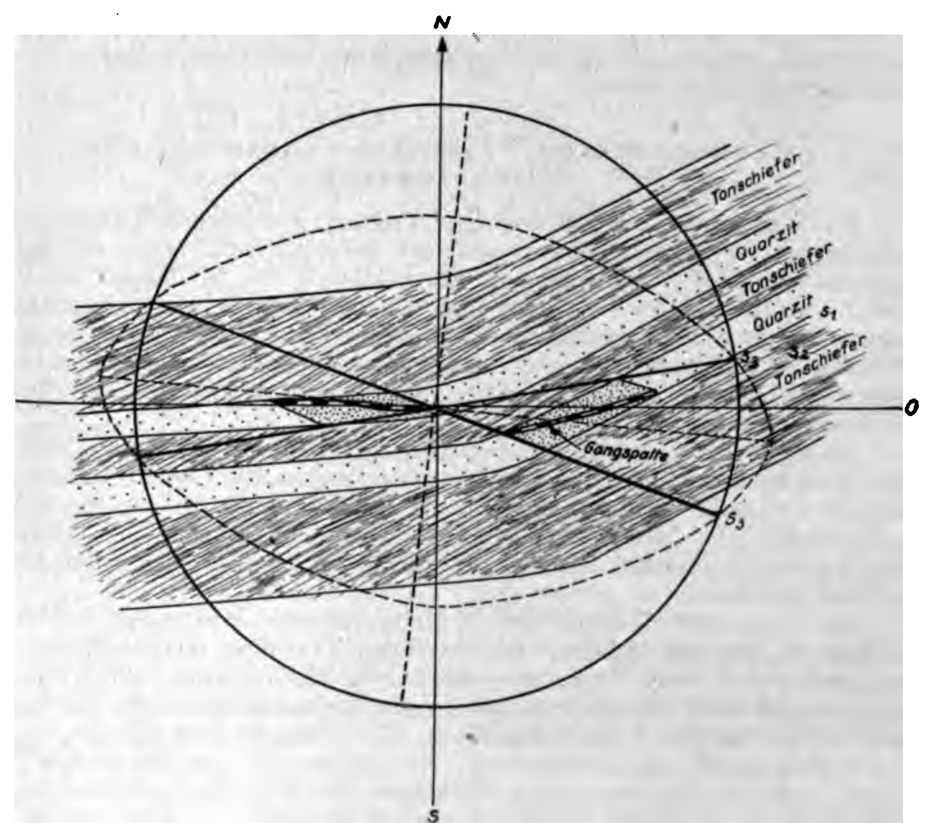
strebten Sattelwölbung gegenüber der primären näher der O—W-Richtung lag Damit wurde aber eine Verdrehung der in den Tonschieferserien der Großfalte eingeschalteten und schon gefalteten Quarzitschichten angestrebt. Während die Tonschiefer sich durch den Mechanismus der Knickschieferung leicht dem neuen Ziel anpassen konnten, war dies bei den spröden und nunmehr windschief stehenden Quarzitschichten doppelt schwierig. Im einzelnen ließ sich nun nachweisen, daß d i e K n i c k s c h i e f e r u n g a u s z w e i S c h e r f l ä c h e n s y s t e m e n b e s t e h t, d i e s i c h i n d e r V e r t i k a l e n w i e i n d e r H o r i z o n t a l e n u n t e r s p i t z e m W i n k e l s c h n e i d e n (Abb. 8 und 9). Der eingehend untersuchte feine Mechanismus der Knickschieferung erreichte diese Verformung durch eine einseitige Rotation der Lamellen der Transversalschieferung im kleinen und durch eine Rotation der Schollen im großen (vgl. Abb. 9). Die Rotation ist dabei unabhängig von der Lage, dem Streichen und dem Fallen der Scherflächen. Zur vorwärts, d. h. gegen Norden gerichteten Faltenbewegung ist diese Drehung antithetisch; sie bewirkt eine Aufrichtung der Schichten in eine steilere Lage und insgesamt eine Hochwölbung des Sattels und seine Einengung in der Horizontalen. Diesem Verformungs- und Kräfteplan unterlieg natürlich auch der den Tonschiefern bei Ramsbeck eingeschaltete Quarzithorizont, der in einer Mächtigkeit von 60—100 m (PAECKELMANN 1937) vertreten ist. Das gleiche gilt auch für die Grauwackenhorizonte. Ihre tektonische Beanspruchung und den Deformationssinn des Ganzen veranschaulicht Abb. 9 im Querprofil, Abb. 10 im Grundriß. Da die Quarzit- und Grauwackenfolgen nur nicht so deformierbar sind wie die plastischen Tonschiefer und eine Umfaltun (wie bei einem Wellblech) mechanisch schwierig ist und eine wesentlich höher Arbeitsleistung erfordert als eine Zerbrechung, so zerbrechen sie, besonders da Quarzitpaket, und zwar diagonal von links nach rechts, von unten nach obe Im Diagramm beliebig gewählte Streichrichtungen des Quarzits ergeben ste die unter natürlichen Verhältnissen auftretenden Richtungen der Gangspalte

Jene Deformation der Tonschiefer durch die Knickschieferung muß ab einen bestimmten Grad erreichen, ehe die Quarzite bzw. die Grauwacken ze brechen. Eine Vorstellung von ihrer Größenordnung geben die Elastizitäts module. Für Quarzit ist er ungefähr $1—3 \cdot 10^{10—11}$, für Tonschiefer ungefä $3—5 \cdot 10^{10—11}$ (STOECKE 1936), d. h. die Elastizität der Quarzite ist größer als d der Tonschiefer. Während der transversal geschieferte Tonschiefer also berei verformt wird, einknickt und zerschert (Abb. 6 und 7), nimmt der Quarzit b zu seiner Reaktion durch Bruch die Energien auf. Mit fortschreitender Knic schieferung vermindert sich aber die Ausweichmöglichkeit der Tonschiefer i Liegenden und Hangenden des Quarzithorizontes. Die ihn beanspruchende Kräfte müssen sich steigern. Wird aber schließlich die Grenze seiner Sche beanspruchung erreicht, so werden die Spannungen offensichtlich p l ö t z l i c d u r c h B r u c h b i l d u n g ausgelöst.

Als Folgen des durch die Quarziteinlagerungen und -faltungen lokal diff renzierten Zusammenschubs treten dabei flache, fast horizontal, ja sogar inve geneigte Schubbahnen auf, die oben erwähnten sogenannten „Flachen". S liegen stockwerkartig übereinander, streichen ungefähr Ost—West und sin gegen Süden und Südwesten ganz flach geneigt (Abb. 1 und 8). Die Rutsc streifen auf ihnen streichen NNW bis N, liegen also in der Hauptdeformation richtung der Knickschieferung. Die Verschiebungsbeträge auf den „Flachen sind gegenüber älteren Überschiebungen und Blattverschiebungen recht gerin Sie entsprechen größenordnungsmäßig der durch die Knickschieferung erreichte Raumverkürzung, die sich aus der Rotation und dem Grad der Schieferur

ınerisch erfassen läßt. Es sind Beträge bis zu 80 m; prozentual umschließen einen Zusammenschub von etwa 10% (SCHENK, a. a. O.).

Diese Gleitbahnen sind nun gewellt in den Streichrichıgen der sekundären Faltungstendenzen, d. h. ihre Achsen chen im Mittel um E bis ENE, also normal zur Schubrichtung (Abb. 8). In reichen Strecken der Gruben sind sie wunderbar aufgeschlossen. Die



10. Diagramm zur Veranschaulichung der Beanspruchung und Reaktion des Quarzithorizontes im Grundriß. Zeichen wie bei Abb. 9.

llung ist dort am stärksten, wo die Gleitbahnen Quarzit Tonschiefer trennen oder einer dieser Horizonte den eren nachweislich überfahren hat. Im Tonschiefer dagegen die Gleitbahnen eben oder nahezu eben. Jedenfalls tritt die auffällige ung ganz zurück gegenüber einer sehr flachen Deformation.

Folgerungen

Diese Gesetzmäßigkeiten in einem gefalteten und inhomogenen Bereich ìrgen die jeweils autonome und von der Faltung sensu stricto nur mittelbar ngige Entwicklung der „Flachen". Ich habe jedenfalls keinen Mechanismus ıdig machen können, der zwanglos ihre Entstehung unmittelbar durch

einen echten Faltungsvorgang erklären könnte. Diese kurze Darstellung der Mechanik der Ramsbecker Gangspalten zeigt also einmal die enge mechanische Verknüpfung der Knickschieferung mit dem plötzlichen Aufreißen der Gangspalten und der „Flachen“ — als zugeordnete Scherflächensysteme —, und zum andern führt sie zu der Vorstellung, daß hierdurch Erschütterungen und vor allem spontan stark gesteigerte Gleitbewegungen auf den Flachen ausgelöst wurden. Es ergibt sich damit auf dem Weg der tektonischen Analyse, daß die Wellungen der „Flachen“ Gleitwellen darstellen. Im Bereich der flüssigen und gasförmigen Phasen sind sie als HELMHOLTZsche Wellungen bekannt. Es muß hierauf eingegangen werden.

HELMHOLTZsche Wellungen als geologische Erscheinungen

Da nach eingehender geologischer Prüfung nur schnelle Gleitungen als Ursache der Wellung der Flachen und der Gangspaltenbildungen in Frage zu kommen scheinen, ist man geneigt, zur Erklärung der Wellungen der Gleitflächen das HELMHOLTZsche Gesetz über Undulationen heranzuziehen. Daß es hier nicht gilt, sondern höchstens ein ähnliches Prinzip, sei vorweg gesagt. In einfacher Formulierung besagt es, daß an der Grenzfläche zweier verschieden dichter Medien, die aneinander vorbeigleiten, unter bestimmten Bedingungen Wellungen entstehen.

Es ist, soweit ich feststellen konnte, das Verdienst von RINNE (1925), auf das HELMHOLTZsche Gesetz und seine Anwendung in der Tektonik aufmerksam gemacht zu haben. TROMP (1934) hat als nächster einen großzügigen Versuch unternommen, die Gebirgsbildung und Schwereanomalien nach dem Mechanismus des HELMHOLTZschen Gesetzes zu erklären. JUNG (1937) hat hierzu kritisch Stellung genommen.

Die allgemeine Geologie kennt HELMHOLTZsche Wellungen: bei Bewegungen von Luft über Schnee, Luft über Sand, Luft über Wasser, Wasser über Sediment. Die Geologie kennt auch die flachen Wellungen in fossiler Form als Rippelmarken und weiß sie zu deuten nach Strömungsrichtungen des Wassers und Windes (BAUSCH v. BERTSBERG u. a.). Der Geologe unterscheidet sie auch von Wellungen tektonischer Herkunft (HENKE), die sich auch auf Schichtflächen finden. Daneben sind die flachen Wellungen von sehr großen, weitreichenden Schubflächen bekannt. Sie werden durchweg auf eine nachträgliche Mitfaltung zurückgeführt, ohne daß bislang ein solch enger mechanischer Zusammenhang einmal exakt nachgewiesen worden wäre. Es sei erinnert an die „gefaltete“ Sutanüberschiebung im Ruhrgebiet, an die gewellten Schubbahnen an der Basis des Devons in Belgien, an das Auf- und Absteigen der Überschiebungen im skandinavischen Gebirge, im Moldanubikum Böhmens und im Zentralplateau Frankreichs und schließlich an die vielleicht z. T. auch hierhin gehörenden Deckenbahnen der Alpen unter den vielen anführbaren Beispielen. Undulationen geologischer Gleitbahnen sind also nichts Ungewöhnliches. Sicherlich sind die Wellungen der großen Gleitflächen kompliziertere Gebilde, als man gewöhnlich heute annimmt, indem sowohl echte Faltungsvorgänge als auch Wellungen, ähnlich dem HELMHOLTZschen Mechanismus, in ihnen versteckt sind. Nicht weniger problematisch sind auch die Wellungen an vertikalen Verschiebungsflächen quer zu ungefähr horizontal liegenden Rutschstreifen sowie auch die nicht durch Rippelmarken verursachten Wellungen auf Schichtflächen von Falten.

Im geologischen Experiment läßt sich die Wellung produzieren und ver-

anschaulichen, wenn z. B. eine reine Tonmasse an einer sandigen Tonmasse gleitend vorbeibewegt wird (TROMP 1937). Die Dichteunterschiede sind, soweit mir bekannt, bei solchen Experimenten noch nicht gemessen worden. Sie dürften jedenfalls klein sein (nasser Sand im Mittel 2,00; Ton 2,20). Im natürlichen geologischen Objekt bestehen die Dichteunterschiede in mannigfaltigsten Kombinationen und in wirksamer Größe, wie in Tab. 1 gezeigt ist.

Tabelle 1. Spez. Gewicht von einigen Sedimentgesteinen nach REICH (GUTENBERG, Handbuch Geophysik 6, 1)

Kalksteine	2,73	(2,68—2,84)
Grauwacke	2,69	
Sandsteine	2,65	(2,59—2,72)
Tonschiefer	2,78	(2,72—2,83)
Schieferton	2,59	(2,39—2,87)
Mergelschiefer	2,67	(2,56—2,75)
Gneis		(2,59—3,00)
Glimmerschiefer		(2,54—2,97)
Amphibolit		(2,91—3,04)

Ungleiche Dichte führt in gasförmigen und flüssigen Stoffen zu Wellungen der Grenzäche, wenn sie aneinander vorbeigleiten (PRANDTL, WIEN-HARMS, POHL, TIETJENS), und zwar ach dem HELMHOLTZschen Gesetz. Eine Flüssigkeitsschicht, die durch Reibung an einer renzfläche in Rotation versetzt wird, hebt sich von der Grenzfläche ab (PRANDTL 1913). orbedingung dafür ist, daß längs der Grenzfläche in Richtung der Strömung eine Zunahme es Druckes vorhanden ist. Eine Grenzfläche zwischen zwei Flüssigkeiten verschiedener ichte ist nur so lange stabil, wie eine bestimmte Verschiebungsgeschwindigkeit nicht überhritten wird. Geschieht dies, so wird die Grenzfläche instabil, sie kräuselt sich [Beginn der ildung von Wasserwellen bei 660 cm/sec Windgeschwindigkeit (WIEN-HARMS)].

In reellen Flüssigkeiten sind alle Trennungsflächen instabil. Durch Reibung geht die renzfläche in eine Schicht mit Rotation über. Schon unterschiedliche Geschwindigkeiten ber- und unterhalb der Grenzfläche erzeugen Rotationen und Wirbel. Bestehen außerdem ichteunterschiede, so ist die Labilität der Grenzfläche ohnehin gegeben.

Auf Analogien zwischen geologischen Bildern und solchen der Atmosphäre nd von Flüssigkeiten hat RINNE (1925) hingewiesen. Eine Anwendung der esetze der Aero- und Hydrodynamik im Bereich der festen Stoffe ist aber nicht ohne weiteres möglich, und selbst im Grenzbereich fest-flüssig in der Tiefe er Erdkruste ist sie problematisch. Die Untersuchung der Bildung von Welngen in Flüssigkeiten gibt die Bedeutung der verschiedenen mitwirkenden aktoren zu erkennen. Dabei erscheint die Geschwindigkeit besonders maßbend. Für viele Vorgänge bei der Gebirgsbildung ist aber dieser Faktor rade besonders interessant, weshalb auf die immer wieder zur Erörterung hende Trennung von Zerrungs- und Pressungsphasen nur hingewiesen sei. Wie en dargelegt, ist die Bildung der Ramsbecker Gangspalten, also die Zerrung, mittelbar mit der Faltung, der Pressung, verknüpft. Wie eng Zug und Druck i der Faltenbildung zusammenhängen, hat H. CLOOS wiederholt dargelegt . CLOOS 1936, H. CLOOS und H. MARTIN 1932, SCHENK 1934, HAARMANN 1914). e Geschwindigkeit einer Deformation ermitteln oder auch nur größenordngsmäßig abschätzen zu können, würde der Tektoniker sehr begrüßen. Die ysikalische Erforschung der tektonisch gestalteten Fläche wird damit auch in ser Hinsicht eine sehr wichtige Aufgabe.

Vergleich mit Beben

Die obigen Betrachtungen führen theoretisch zu der Vorstellung von Defortionsgeschwindigkeiten, die der tektonischen Analyse nach nicht überraschen,

andererseits aber das gewohnte normale Zeitmaß irdischer Krustenbewegungen weitaus überschreiten. Sie lassen sich nur mit Deformationsvorgängen und -geschwindigkeiten bei Erdbeben vergleichen.

Auf den „Flachen“ des Ostsauerländer Hauptsattels haben nun Verschiebungen bis zu 200 m stattgefunden. Die große Mehrheit der einzelnen „Flachen“ weist jedoch nur recht geringe Verschiebungsbeträge auf. Die Versetzung der Erzgänge, die sich erst nach der Bildung der Gangspalten und „Flachen“ entwickelt haben (s. a. BEHRENDT-PAECKELMANN 1937) und die Ummineralisation der Erze geben zu erkennen, daß auch noch späterhin Bewegungen auf den „Flachen“ stattgefunden haben. Die Verschiebungsbeträge sind allgemein durch den Horizontalabstand der Gangteile gekennzeichnet. Es läßt sich dabei kaum ermitteln, wie groß die erste Verschiebung war, zumal vielfach verschiedene und unbekannte Teilflache die Gesamtversetzung vermitteln. Im allgemeinen betragen die Teilversetzungen 10—30 m. In dieser Größenordnung sind Krustenbewegungen bei Erdbeben nichts Ungewöhnliches. Auch das Ausmaß der Erstreckung von Spaltenbildungen und Verschiebungsflächen im Streichen von Falten wie bei den „Flachen“ liegt ganz im Bereich heutiger Beobachtungsergebnisse (s. SIEBERG in GUTENBERG 1932 und H. JUNG 1938). Ebenso steht die Verknüpfung vieler Beben mit orogenetischen Vorgängen außer Zweifel. Begreiflicherweise aber lassen sich unmittelbar vergleichbare Horizontalverschiebungen, wie auf den Ramsbecker „Flachen“, kaum feststellen, da an der Erdoberfläche nur der Endeffekt, Hebung und Seitenverschiebung, zu beobachten ist. Manche Erscheinungen solcher Horizontalverschiebungen bei Beben lassen sich aber möglicherweise mit Vorgängen und mechanischen Konstellationen ähnlicher Art, wie sie der Bergbau im Ramsbecker Revier zu erkennen gibt, erklären.

Äußerliche Vergleichspunkte bietet z. B. das anatolische Beben vom Dezember 1939 (PAMIR & KETIN). Die Haupterschütterungszone verlief westnordwestlich, nahezu im Gebirgsstreichen, war 300 km lang und hatte eine Breite von 30 km. Die Auslösung erfolgte in diesem Streifen nicht streng gleichzeitig. Die große Zahl der Nachbeben dauerte von Dezember bis Mai, abgesehen von Beben, die in der Nachbarschaft noch später folgten oder dem Hauptbeben vorausgingen. In der Längsachse der Epizentralzone rissen Spalten von 3—4 m Breite auf und mit einer Sprunghöhe von 1—2 m. Über eine Strecke von 100 km dehnten sie sich aus. Scherbewegungen zerstörten Straßen und Brücken. Vertikalbewegungen von 4 m wurden ebenfalls festgestellt.

Auf Grund der oben dargelegten Beobachtungen und Überlegungen kann man annehmen, daß die Deformation und Gangspaltenbildung auch im Ramsbecker Revier im Rahmen der varistischen Orogenese sich „katastrophal“ vollzog. Es soll keineswegs damit gesagt sein, daß die gesamten Gangspalten sich im gleichen Augenblick bildeten. Vielmehr möchte ich auf Grund des ganzen tektonischen Gefüges und Mechanismus annehmen, daß hier auf eine streichende Länge des Quarzits von mindestens 15 km und wohl über 1000 m Tiefe — dem Einfallen und der Höhe des Ostsauerländer Hauptsattels entsprechend — eine Zeitlang ein Bebenherd lag. Seine größte Tiefe wird vielleicht unter Berücksichtigung der damaligen Sedimentmächtigkeit und ihres Flachmeercharakters [die Knickschieferung und Spaltenbildung vollzog sich zur Zeit des Oberdevons (BEHRENDT-PAECKELMANN 1937)] nicht tiefer als etwa 3 km gereicht haben.

Zeugen einer Bebentätigkeit?

Die Ostsauerländer Verhältnisse enthalten auch einige stratigraphische Hinweise für die Schnelligkeit der orogenen Vorgänge und der damit verbundenen

schnellen Wechsel der Sedimentationsverhältnisse. Die von PAECKELMANN (1934) beschriebene ziemlich schnelle Entwicklung von großen Faziesunterschieden im unteren Oberdevon, unmittelbar an der Stirne des Ostsauerländer Hauptsattels, st. wenn auch kein direkter Hinweis auf eine Bebentätigkeit, so doch ein Dokument gesteigerter Krustenbewegung und lebhafter Niveauveränderungen. Zum anderen sind es subaquatische Rutschungen, die in derselben Zeit in auffälliger Häufung auftreten und auf bestimmte Horizonte beinahe beschränkt sind. Vielleicht sind hierin unmittelbare Wirkungen einer Bebentätigkeit zu erblicken.

Zur Bildungszeit und Geschwindigkeit geologischer Deformationen

Der Umstand, daß die Geschwindigkeit für die Wellung einer Grenz- bzw. leitfläche nach dem HELMHOLTZschen Prinzip so ausschlaggebend zu sein scheint, öffnet für den Tektoniker neue Perspektiven insofern, als es möglich werden nn, wenigstens größenordnungsmäßig die Geschwindigkeit längst abgelauner und verklungener Bewegungen aus dem tektonischen Inventar der Gleitichen zu erfassen.

Es ist ein Nachteil geologischer Forschung, daß die Zeitspanne der einlnen entgegengesetzten tektonischen Vorgänge und Beanspruchungen (Dehng — Pressung) bzw. ihre zeitliche Begrenzung und Folge in weiten Beichen schwankt. Trotz vielfach äußerst enger mechanischer Verknüpfungen eiben unerwünschte und vieldeutig ausfüllbare Spielräume. Eigentlich scharfe onturen der Mechanik einer Gebirgsbildung erscheinen daher verwischt. Vor lem Erzgänge, zumal in Faltengebirgen, weisen diese Schwierigkeiten auf, dem eine öffnende Bewegung von einer auf- oder abschiebenden überholt und ihrem Formenschatz überprägt wird.

Es war oben dargelegt worden, daß die Wellung der Flachen nicht unmitlbar durch die Faltung verursacht, sondern ein Phänomen der Fläche ist und direktem Zusammenhang mit der horizontalen Massenverschiebung steht, bei r Tonschiefer und Quarzite aneinander vorbeigeglitten sind. Durch die plötzhe Überschreitung der Elastizitätsgrenze des Quarzits muß sich dabei eine ße Verschiebungsgeschwindigkeit ergeben haben.

Da von der Gleitung Gesteine unterschiedlicher Dichte betroffen (s. Tab. 2) d die Wellungen nach Länge und Amplitude meßbar sind (Tab. 3), liegt es ne, die von GUTENBERG (1929, S. 317) angegebene Formel zur Berechnung Gleitgeschwindigkeit anzuwenden. Diese Formel

$$v = \sqrt{\frac{g \cdot \lambda}{2\pi} \cdot \frac{\varrho_1 - \varrho_2}{\varrho_1 + \varrho_2}}$$

iniert die Beziehung zwischen der Länge der Wellen (λ) und der Geschwinkeit (v) für den Fall, daß λ klein ist gegenüber der Dicke der Schichtpakete und α_2 mit den Dichten ϱ_1 und ϱ_2.

Nach der Meinung maßgebender Geophysiker und auch von Herrn Prof. TENBERG (briefliche Mitteilung) genügt diese Formel aber nicht für die hen Geschwindigkeiten, die nach den tektonischen Überlegungen für die hubbewegungen auf den Flachen in Frage kommen. Bei der Anwendung eser Formel und ebenso bei Benutzung der entsprechenden Formel von EXNER d WIEN (s. GUTENBERG 1929) ergeben sich aus den Wellenlängen (Tab. 3)

Tabelle 2

Gestein	Dichte trocken	Dichte bergfeucht
Quarzit	2,65	
	2,66	
	2,67	
	2,67	2,73
	2,73	2,73
	2,75	
	2,80	
Tonschiefer	2,57	
	2,57	2,61
	2,59	
	2,64	2,66
	2,72	
Crinoidenschiefer . . .	2,57	
	2,72	

Tabelle 3

Ort der Beobachtung	Wellenlänge
1. Stollen III zwischen Gesenk VII und VIII	50 m
2. Stollen III ebendort	45 m
3. Stollen IV südlich Querschlag 3	30 m
4. Streckenkreuzung am Dörnberggang-Querschlag, 3. Richtstrecke	32 m
5. westlicher Ludwigsstollen	20 m
6. westlicher Ludwigsstollen	23 m
7. 60 m Sohle am Rieserblindschacht im Plutogang, östlich Querschlag 4	15 m
8. 60 m Sohle Carlsgang	16 m

und den Gesteinsdichten (Tab. 2) Geschwindigkeiten von 0,5—5 m/sec, doch ist die Reibung in dieser Rechnung nicht berücksichtigt. Die errechneten Gleitgeschwindigkeiten liegen danach zwar im Bereich möglicher Verschiebungen bei Erdbeben, doch lassen sie keinen Schluß auf die Wirklichkeit zu.

Dynamische Betrachtung

Mit Rücksicht auf die bei einem Beben wirkenden Energien ist es angebracht, auf den Vorgang der Bruchbildung näher einzugehen. Die Brüche können wir geometrisch (mit Cloos 1936) betrachten und einteilen in:

Klüfte = Brüche, bei denen die Trennungsflächen nach keiner Richtung hin Verschiebungen erlitten haben.

Spalten = Brüche, bei denen die Trennungsflächen voneinander entfernt worden sind, so daß eine Öffnung zwischen ihnen entstanden ist.

Verwerfungen = Brüche, bei denen die Trennungsflächen als Gleit- und Verschiebungsbahnen benutzt wurden.

Dynamisch ist dann folgendes auseinanderzuhalten:

Klüfte = Brüche, mit deren Auslösung und Bildung die freigewordenen Energien erschöpft wurden.

ılten = Brüche, nach deren Bildung noch ein solches Energiepotential überschüssig war, daß die Bruchwände voneinander entfernt werden konnten.
rwerfungen = Brüche, nach deren Bildung das unverbrauchte Energiepotential noch so groß war, daß Verschiebungen in der Horizontalen und in der Vertikalen ausgeführt werden konnten.

Die beiden letzten unterscheiden sich dadurch, daß bei den ersteren die ilchen nach Überschreitung der Elastizitätsgrenze bei Zurückschnellen in der ichen Ebene (senkrecht zur Spaltfläche) bleiben, während sie bei Verwerıgen in andere Ebenen versetzt werden. Das Ausmaß der durch den Bruch iwerdenden Energie hängt bei einmal gegebenen Dimensionen des beanuchten Körpers ganz ab von der Größe seiner Scher- und Zugfestigkeit, lche Werte bekanntlich differieren. So ist die gewissermaßen hinter dem Bruch peicherte Energie keineswegs mehr meßbar an der Weite der Verschiebung. se wurde bis zu einer gewissen Grenze aufgehalten, gebremst, und zwar so ge, wie in unserem Fall der Quarzit Energie aufnehmen konnte. Durch den ıch wurden sie dann plötzlich frei. Schon damit konnten erhebliche Erschütıngen verbunden sein, was jeder zugibt, der einmal kleine plötzliche Bruchlungen (Klüftung) in Gruben erlebt hat. Hinzu kommt noch die durch die ıchbildung nun in Gang geratene schnelle Verschiebung. Die dabei erhöhte ibung kann ein neues Beben auslösen, ehe das erste verklungen ist. Ein rbei durch die Haftung und Reibung auf den Gleitflächen auftretendes Beben dann, wenn man einer Systematik zuliebe abgrenzen will, von einem Beben olge reiner Bruchbildung (Spaltenbildung) zu unterscheiden. Beide sind in r Natur jedoch eng miteinander verknüpft, u. U. nur durch kleine Zeitabstände trennt. Wie unser Fall zu lehren scheint, sind beide dem Faltungsvorgang ıgeordnet. Und wenn wir heute die weitaus größte Zahl der Beben im Bereich r jungen Kettengebirge verzeichnen, so geht daraus hervor, daß dort die ogenese noch nicht abgeschlossen ist oder, wie im pazifischen Raum, noch in llem Gange ist. Die Karten der Bebenhäufigkeit kennzeichnen ja geradezu Zonen lebendiger Orogenese. Tektonische Beben beteiligen sich mindestens t 90% an der Gesamtzahl der Beben (SIEBERG, S. 603). Im Hinblick auf ihre ırke und überwiegende Verbreitung und Verknüpfung mit den jungen oronen Gürteln unseres Planeten gewinnt deshalb unsere Ableitung für einen varischen Faltungsbereich an Überzeugungskraft und Lebendigkeit. Bei den mensionen des Quarzithorizontes im Ostsauerländer Hauptsattel und bei der rbreitung der zweiten Schieferung in ihm ist die Energiewirkung des hier abeiteten Deformationsaktes, der Spaltenbildung und Gliederung, keineswegs unbedeutend anzunehmen. Schließlich legt das Ergebnis dieser Untersuchung nahe, für viele Erzgangspalten, wie sie während der varistischen Faltung standen, ähnliche Bildungsumstände anzunehmen.

Spaltenbildung und Mineralisation

Wir stehen damit nun vor einer nicht minder interessanten Frage, die nigstens hier gestellt sein soll: Was geschieht in dem so plötzlich gebildeten gedehnten Hohlraum? Muß er als Vakuum nicht eine enorm saugende, ende oder richtende Kraft auf die im Gestein beweglichen Stoffe und schließı auf die aus der Tiefe aufsteigenden, erzbringenden Lösungen ausüben?! r die Mineralisation und Vererzung der Spalten zu den großartigen Gängen cheint mir diese Frage nicht ohne Bedeutung, insbesondere für gelegentle Wiederauflösungen von Mineralen in den bereits ausheilenden, jedoch im

Fortgang der Faltung von Erweiterungen oder Verengerungen und damit von Druckänderungen betroffenen Gangspalten. Wird nicht eigentlich das so häufige, vollkommen isolierte Auftreten von Quarz- und Erztrümmern erst hierdurch verständlich?[1]) Im Ramsbecker Revier folgt unmittelbar auf die Bildung der Spalten und der Flachen die Mineralisation und Metallisation, deren Ausmaß allein durch die tektonische Raumgestaltung gegeben war.

Zusammenfassung

Es wird der Zusammenhang zwischen Faltung und Gangspaltenbildung einerseits und den dadurch ausgelösten Gleitbewegungen auf horizontalen Schubbahnen, den sogenannten Flachen, andererseits behandelt.

Die „Flachen" sind nicht eben, sondern gewellt. Diese Deformationen wurden von PAECKELMANN-BEHRENDT als Faltungsformen gedeutet. Dem steht aber entgegen, daß die „Faltung" mit der Entfernung abklingt und die Schichtung nicht erfaßt hat. Andererseits zeigt sie Gesetzmäßigkeiten und Besonderheiten, die auf eine kausale Verknüpfung der Wellungen mit den Gleitvorgängen hinweisen. Sie als HELMHOLTZsche Wellungen an der Grenzfläche zwischen Gesteinsserien unterschiedlicher Dichte (Gravitationswellen an der Grenze zweier inkompressibler Medien) zu deuten, geht nicht an, obwohl zwischen Wellenlängen und Amplituden einerseits und der möglichen Gleitgeschwindigkeit andererseits definierbare Beziehungen bestehen. Die mathematisch-physikalische Behandlung des Problems aber müßte möglich sein, da die geologischen Voraussetzungen und tektonischen Abläufe für die Berechnung der Deformationsgeschwindigkeiten hinreichend bekannt erscheinen.

Die Wellungen der sehr flach liegenden horizontalen Gleitflächen im Ramsbecker Grubenbezirk werden zurückgeführt auf schnelle Gleitungen, die durch plötzliches Zerbrechen und Aufreißen des in Tonschieferserien eingeschalteten Quarzithorizontes bei einer Scherbeanspruchung infolge der Knickschieferung ausgelöst wurden. Bebenartige Wirkung dieses Deformationsaktes während der varistischen Faltung und ein Bebenherd in dem Ostsauerländer Hauptsattel erscheint demnach höchst wahrscheinlich. Der Vergleich einer solchen Bebentätigkeit mit derjenigen der orogenen Zonen der Erde ist besonders aufschlußreich. Es geht nicht an, Gangspalten und grabenartige Einbrüche ohne weiteres als Folgen einer autonomen Zerrungsphase zu erklären. Auch ist es unwahrscheinlich, darin allein die Ursache oder Bedingung für die Dehnungsbrüche im gefalteten geologischen Körper zu sehen, selbst wenn Breccien und das Fehlen von Gleitspuren auf reine Dehnung hinweisen.

Eine dynamische Betrachtung der Bruchbildungen darf sich nicht auf den Einzelvorgang beschränken, sondern sollte den Gesamtkörper und Gesamtakt der Deformation einschließen. Die Aufnahme, Analyse und Deutung des Inventars der Gleitflächen gehört dazu. Im Ramsbecker Revier schließt sie eigentliche Faltung aus. In den Wellungen mit gesetzmäßigen Amplituden und Längen scheinen sich Möglichkeiten zur Ermittlung von Gleitgeschwindigkeiten nach physikalischen Methoden anzudeuten.

[1]) Ich möchte hier keineswegs für eine Lateralsekretion eintreten oder überhaupt diesem Effekt entscheidende Bedeutung bei der Gangspaltenfüllung zuschreiben, sondern nur auf eine Mitwirkung hinweisen, die vielleicht manche Probleme erklären kann. Ebensowenig möchte ich nun sämtliche Gangspalten mit einem Beben in Verbindung bringen!

Schriften

N BERTSBERGH, J. W.: Richtungen der Sedimentation in der Rheinhessischen Geo-
ıale. — Geol. Rdsch., 31, S. 328, Stuttgart 1940.
E., und PAECKELMANN, W.: Der geologische Bau und die Lagerstätten des Rams-
Erzgebietes. — Archiv f. Lagerstättenforsch., 64, Berlin 1937.
Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
und MARTIN, H.: Der Gang einer Falte. — Fortschr. Geologie u. Paläontol., XI,
74, Berlin 1932.
, B. (Hrsg.): Lehrbuch der Geophysik. Berlin 1929.
uch der Geophysik, VI/1: H. REICH: Eigenschaften der Gesteine. Berlin 1931.
A. SIEBERG: Erdbebengeographie. Berlin 1932.
: Wirkungen des Gebirgsdrucks auf devonische Gesteine. — Z. dt. geol. Ges., 63,
S. 98, Berlin 1912.
Bemerkungen zu den vorstehenden Ausführungen von S. W. TROMP. — Z. Geo-
, 13, S. 83, Braunschweig 1937.
G.: Über Wellenfurchen im linksrheinischen Unterdevon. — Z. dt. geol. Ges.,
1, S. 196, Berlin 1912.
NN, W.: Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes mit Beiträgen der
raphie des Mitteldevons. — Jb. d. preuß. geol. Landesanst., 54, 1933, S. 217—260,
1934.
N., und KETIN, I.: Das Erdbeben in der Türkei vom 27./28. Dezember 1939. —
Rdsch., 31, S. 77, Stuttgart 1940.
.: Abriß der Lehre von der Flüssigkeits- und Gasbewegung. (Aus: Handwörter-
er Naturwissenschaften.) Jena 1913.
Über Wellengleitung im Großen und im Kleinen. — Ber. über d. Verhandl. d.
Akad. Wiss. Leipzig, 27, S. 41—58, Leipzig 1925.
: Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite. Wien

. v. (Hrsg.): Handbuch der Experimentalphysik, IV/4: Hydro- und Aero-Dynamik.
ıre, Offene Gerinne, Zähigkeit. Leipzig 1932.
: Zusammenhang von Bruchbildung und Faltung im Rheinischen Schiefergebirge.
ıckauf, 70, Essen 1934.
., HERRMANN, H., und UDLUFT, H.: Gebirgs- und Plattenstatik. — Z. f. Berg-,
- und Salinenwesen, 82, S. 307—354, Berlin 1934.
V.: Das Gesetz von HELMHOLTZ und seine Anwendung auf Geotektonik. — Z. Geo-
, 13, S. 78—83. Braunschweig 1937.
mechanism of the geological undulation phenomena in general and of folding
ticular and their application to the problem of the „roots of mountains theory".
1937.

Junge Hohlformen (Becken) und alte Schwächelinien

(Beobachtungen an Störungslinien in der Bretagne und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges)

Mit 8 Abbildungen

Von ERNST SOBOTHA, Frankenberg (Eder)

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erscheinen neben örtlichen „Buchten" (bei Hallenberg, Medebach u. a.) an Eder und Twiste langgestreckte Niederungen. Sie folgen den Hauptstörungsrichtungen, deutlich ist eine Verknüpfung mit Verwerfungszonen erkennbar. Schon im Zechstein übrigens ist der damalige Küstenrand (s. RICHTER-BERNBURG 1950, S. 162, SOBOTHA 1953) durch Beckenbildungen ausgezeichnet. Genannt seien hier das Becken von Itter mit seinen Kupfererzen und die Becken bei Frankenberg, die neben Kupfererzen auch noch Salzreste führen dürften, wie die 1954 unmittelbar am Stadtrand Frankenbergs erbohrte Mineralquelle beweist[1]).

Bewegungen der Rheinischen Scholle wurden in den verschiedensten Zeiten, auch gerade im Quartär, nachgewiesen. Mit den immer wieder auftretenden Spannungen können örtliche Bewegungen an den Rändern und Schwächelinien in wiederholter Folge aufleben. Altangelegte Störungslinien, die tief hinabreichenden Narbenlinien der Kruste entsprechen können, sind bevorzugt bei der Auflösung von Bewegungen. Störungen des Abflusses, Versumpfung und Aufschotterung, die Bildung von Hohlformen, sind auffälligste Zeichen jüngster Krustenbewegungen. Die Neubelebung der Erosion folgt zögernder den Verbiegungen, Schrägstellungen und Wellungen.

Besonders betont werden Hohlformen, wenn an der Küste das Meer in sie eindringen kann. Solche Erscheinungen bietet uns die Bretagne, die von einer tief hinabreichenden Störungslinie durchzogen wird. Die Betrachtung dieser Senken und Becken soll Ausgangspunkt zu einem Vergleich mit den Formen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges werden.

Die Bretagne zeigt in eindrucksvoller Weise, wie eine Kette von Becken eine Störungszone begleitet. Ganz im Westen ziehen sich Senken von der Baie des Trépassés bis gegen Quimperlé hin im Zuge einer Störungszone. An ihrem Südrand erscheint von der Odetmündung an eine Kette runder Einmuldungen, die ostwärts über Morbihan bis zum Lac de Grandlieu jenseits der Loire sich erstreckt. Im Norden des Sillon de Bretagne treten gleichfalls versumpfte Senken auf, welche in die Fastebene der Bretagne eingesenkt sind. Die Kiesdecken alter Fastebenen hatte DE MARTONNE schon 1906 beschrieben, MUSSET stellte 1928 drei Landflächen auf und erkannte Verbiegungen, 1934 gab er ein Bild von großartigen Flußverlagerungen. COLLIN (1938, 1940) beschrieb die Küsten und Strandverschiebungen, und schließlich behandelte eine umfangreiche Arbeit von GUILCHER (1948) das Relief der südlichen Bretagne zwischen der Bucht von

[1]) Angaben über die Mineralquelle, die ein Natrium-Sulfat-Chlorid-Wasser schüttet, brachte ein Vortrag auf der Hauptversammlung der Dtsch. Geol. Ges. zu Würzburg 1955.

›uarnenez und der Vilainemündung. Guilcher untersucht auch die Beckenbil-
ıngen in seinem Arbeitsbereich, erkennt ihr posteozänes Alter und unterschei-
: ältere Eintiefungen, welche die Flüsse ablenkten, und jüngere, die (noch)
ıe Einfluß auf die Ausbildung des Gewässernetzes sind. Das Ende tektoni-
er Vorgänge stellt er in das Miozän, nur bei Rennes und in der Vendée, also
erhalb seines Arbeitsgebietes, könnten pliozäne Bewegungen angenommen
den. Da der heutige Küstensaum bis auf kurze Stellen in der Umgebung
Morbihan keinen Störungslinien entspricht und die pleistozänen Strand-
:n weitgehende Parallelität aufweisen, kommt Guilcher hier mit Recht zu
:gehender Stabilität des Untergrundes. Dazu liegen die eindrucksvollsten
;en Senken, die Grande Brière und Lac de Grand Lieu, außerhalb seines
eitsgebietes.

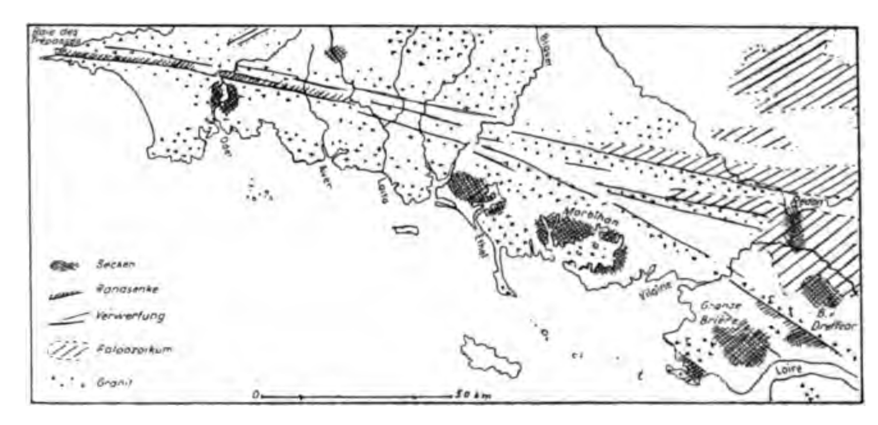


Abb. 1. Die „Becken" im Südwesten der Bretagne.
(Der Bereich der metamorphen Gesteine blieb weiß)

Vor über 10 Jahren hatte Verfasser Gelegenheit, gerade in diesem Raum
arbeiten und somit von der Baie de Douarnenez bis südlich der Loire der
ge der jungen Senkenkette nachzugehen. Zur Klärung der Natur dieser
ken wurde zunächst untersucht, wieweit etwa geringe Widerstandsfähigkeit
Gesteine für eine örtlich ungewöhnliche Ausräumung verantwortlich gemacht
'den konnte. Durchgehende, kilometerlange Aufschlüsse gestatteten, die Ver-
sung der Granite, die Zersetzung der metamorphen Gesteine und das Auf-
en von Kaolinen zu verfolgen. Nachstehende Beispiele zeigen, wie sich dies
Gelände auswirkte.

Ostwärts le Juch (im Südosten von Douarnenez) bilden Granitklippen kleine,
r auffällige Höhen. Der Südhang war über 3 m tief vergrust, nur an einer
le traten im Grus wollsackartige unzersetzte Granitblöcke auf. Am Nord-
g lag in flachen Talmulden tiefer toniger Zersatz. So war eine Abhängigkeit
Reliefs vom Gestein erkennbar. Südlich der Bahn bildete ein Quarzgang
n Klippenrücken, neben ihm steht noch auf der Höhe Kaolin an, dann folgt
Hang wieder vergruster Granit. In der Fortsetzung nach Süden zu sind auf
nächsten Höhen im Nordwesten von Ploneis basische Ganggesteine ebenso
das Nebengestein stark zersetzt, weiter südlich liegen gleich neben der auf
Höhen entlangziehenden Route Nationale in kleiner Mulde vernäßte Tone
Verwitterungsmasse von Kontaktschiefern. Schließlich finden sich weiter

südlich des genannten Ortes Flächen aus stark vergrustem Granit überragt von niedrigen Höhen aus unzersetztem Gestein. Im Kleinrelief machen sich also auch hier wieder die Gesteinsunterschiede bemerkbar, in den großen Zügen des Reliefs hat aber die Gesteinsbeschaffenheit keine ausschlaggebende Bedeutung. Dabei ist das nach Douarnenez hin zum Meer ziehende Tal beachtlich eingeschnitten, und die von der Baie des Trépassés nach Quimper ziehende Störungszone wurde gequert. Die Verbreitung der Granite weist auf die älteste Anlage dieser wichtigen Linie, in der Karbon als Grabenfüllung eingebrochen ist. Nach Westen hin erscheint diese Störung als langgestreckte, geradlinige Niederung, die z. T. in engem Quertal entwässert.

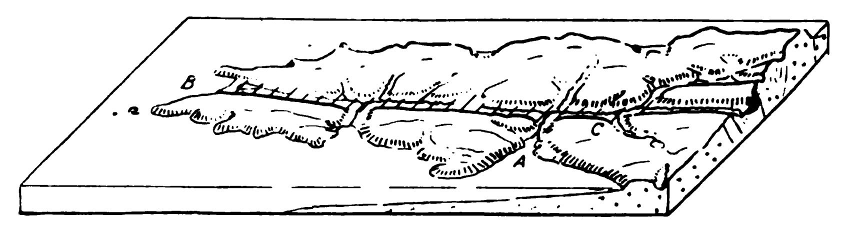


Abb. 2. Die Längsniederung nördlich von Audierne.
(A: Audierne, B: Baie des Trépassés, C: Pont Croix)

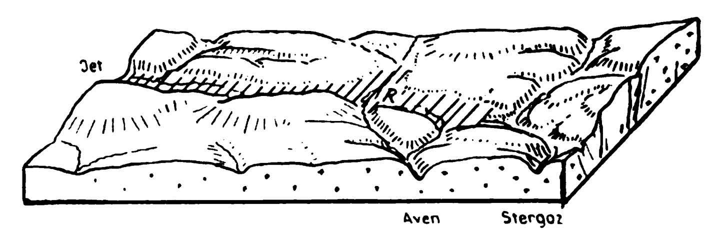


Abb. 3. Die Ost—West-Niederung bei Rosporden (R) wird von Aven und Stergoz gequert.

Ostwärts Quimper beginnt die streichende Fortsetzung dieser Störungszone wieder mit eingebrochenem Karbon und ist als gradliniges Tal bis vor Rosporden ausgebildet. Von dort ab queren die Wasserläufe die Längsmulde. Der Aven, in der breiten Mulde zu einem großen Teich aufgestaut, durchbricht in engem Tal den Granitrücken im Süden. Etwa 1 km weiter ostwärts bahnt sich ein kleines Bächlein aus der breiten Mulde selbständig einen Weg durch die Granithöhe des Südens, um sich dann mit dem Aven zu vereinigen. Noch weiter ostwärts quert der Stergoz die Niederung, welche der Störung folgt. Der Boden nördlich Rospordens ist über 3 m tief zu hellen, rutschenden Tonen zersetzt, aber auch der Granitzug im Süden besteht nicht durchgehend aus festem Gestein. Am Westausgang von Rosporden wurde unzersetzter Fels angetroffen, 100 m weiter ostwärts bestand der gesamte Hang von unten bis oben aus mehrere Meter tiefem Grus. Am Hang war keine Grenze erkennbar, keinerlei Einfluß der Widerstandsunterschiede war im Relief ersichtlich.

Unweit des Stergoz endet die Talmulde, welche in Ostsüdost-Richtung zog. Nach Süden versetzt erscheint sie wieder im Südosten von Bannalec. Einem alten, flachen Talzug gleich folgt sie wieder einer Störung. Ein Quarzgang in gleicher Richtung bezeugt bei Quimperlé eine verheilte Narbe der Erdkruste. Über 7 m tief hinabreichende Vergrusung konnte in seiner Nachbarschaft nach-

gewiesen werden. Eine streichende Einsenkung im Gelände fehlte trotz der tiefen Vergrusung. Quarzausscheidungen im Verlauf der Störungszone, die zu vielen 10 km langen Gängen führten, erweisen sich wertvoll zum Aufsuchen der Vergrusungsbereiche im Granitbereich, während die Quarzbröckchen im Schiefergebiet Kluftzonen und damit gegebenenfalls Wasserführung anzeigten.

Über 50 km lang ist der Quarzgang nördlich der Loire bei Savenay. Er begleitet den gradlinigen Anstieg des Sillon de Bretagne, den DE MARTONNE (1942) uf seiner Karte ebenso wie den Abbruch bei Guérande kräftig heraustreten ieß. Langgestreckte sumpfige Niederungen begleiten die tektonisch bedingten ıbbrüche.

Gegenüber der Vergrusung tritt die Kaolinisierung zurück. In ihrer Anrdnung folgt sie selten der großen Hauptstörung. Die größte Ausdehnung aben Kaoline in den Tagebauen westlich von Lorient. Schmalere Kaolinorkommen fanden sich zwischen den Gruben und Lorient und nördlich Ploıeur, dann, wie schon genannt, bei Le Juch und schließlich im Westen der rande Brière. Westlich St. Lyphart trat Kaolin in nur wenige Meter breiten ändern in metamorphen Schichten neben Gangbildungen und Quarzausscheiungen auf, an der Küste war er im Kliff an zwei Stellen südlich der Vilaineıündung aufgeschlossen. Westlich von Penestin lagen die hellen Bildungen in ıehreren 100 m Erstreckung unter pliozänen Kiesen, während sie weiter südch inmitten unzersetzten Gesteins einen „Graben" bildeten. An beiden Stellen ef die Oberkante des Kliffs gradlinig weiter, der Einfluß der geringeren Widertandsfähigkeit der Kaoline und Zersatzmassen zeigte sich nur darin, daß im Vesten von Penestin das Küstenkliff gradlinig ausgebildet war und weiter südch zwischen den Felsen aus festem Gestein einige Meter eingreifende Buchten lem Kaolin entsprachen.

Gleiche Erscheinungen zeigte übrigens das Kliff im Bereich ungleichförmig ersetzter Phyllite und Schiefer. Westlich des Pt. du Bile z. B. ist unter der gleichmäßigen Oberfläche die Verwitterung ungleich tief eingedrungen. Die Brandung schält die frischen Gesteinspartien heraus und zergliedert so das Kliff. Runde Felsrücken überragen den Strand, wenige Meter tiefe Buchten entsprechen dem verwitterten Gestein.

Wenn die Ausräumung sich so wenig den Gesteinsunterschieden anpaßt, ist es wenig wahrscheinlich, daß Ausräumung allein im Zuge der Störungszonen die langgestreckten Eintiefungen hervorrief. Hier haben Nachbewegungen mitgeholfen, die in Teilen der alten Störungslinie aufgetreten sein dürften.

Die durch Querschwellen unterbrochene Einmuldung ist in der Senkungskette, welche dem Südrand der großen Störungslinie vorgelagert ist, besonders auffällig. Auch hier war zunächst die Verbreitung leicht der Abtragung zum Opfer fallender Gesteine zu untersuchen. Neben Zersatzmassen treten in diesen Senken noch tertiäre und quartäre Lockermassen auf.

Über das Becken von Toulven gab inzwischen GUILCHER (1948, S. 172) eine ingehende Beschreibung. Neben spärlichen Pliozänresten liegt fossilführendes ozän verbreitet am Rande der seeartigen Erweiterung des Odet. Eine tekonische Linie begrenzt die Senke im Süden, in schmalem überfluteten Tal ereicht der Odet das Meer. Im Senkungsraum liegen Zersatzmassen unter und eben den jungen Ablagerungen.

Vom Blavet bis zur Ethel zieht die nächste Senke, in die an den eiden genannten Stellen das Meer eindrang. In größerer Ausdehnung liegen ier tertiäre Tone, Kiese, und Sande, das Zentrum der Einsenkung liegt im Südsten. Eine ähnliche Zweiteilung läßt sich im Morbihan durchführen. GUILCHER

schildert hier alle Einzelheiten der Formgestaltung und Füllung, klar erscheint der Gegensatz zwischen dem durch Flußtätigkeit stärker geformten Westen mit höher liegenden Tertiärresten und dem alluvialen Auffüllungsbecken des Ostens, in dem die tiefer eingemuldete Tertiärdecke geschlossener ist. Überflutung vorgeschichtlicher Steinsetzungen ist hier ein sicheres Zeichen für ein jüngeres Eindringen des Meeres.

Südlich der Vilainemündung liegt die Grande Brière. Hier ist ein altes Relief weniger Meter hoher Bergrücken und Felskuppen so weit unter

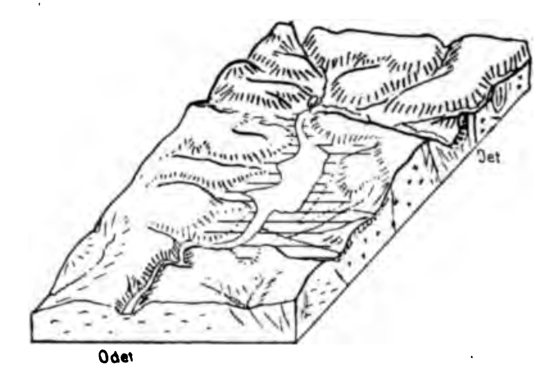


Abb. 4. Das Becken des Odet im Süden von Quimper (Q) (Becken von Toulven).

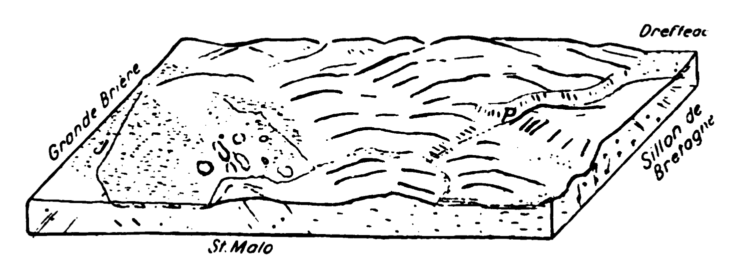


Abb. 5. Grande Brière und Becken von Dreffeac beiderseits des Sillon de Bretagne.
(P: Pont Château, feine Strichelung im Beckenbereich gibt Torfbildung an)

den Grundwasserspiegel abgesunken, daß das Moor die tieferen Teile überziehen konnte, und nach Norden zu, entsprechend dem größten Absinken, immer weniger Gipfel als kleine Inseln noch auftauchen läßt. Eine ganze Anzahl solcher Inseln, die bisher auf keiner Karte verzeichnet waren, konnte der Verfasser ermitteln. Die kristallinen Gesteine waren zum Teil fest und frisch, an anderen Stellen wieder tief zersetzt. Eine kleine Felsgruppe überragte die Torffläche am Rand der Torfgruben im Westen von Crossac, festes Gestein bildete ein Inselchen ostwärts von Bais/Menac. Tief zersetzt war dagegen das Gestein z. B. an den letztgenannten Orten ebenso wie auf einer kaum 100 m langen Insel mitten im Moor zwischen Fedrun und St. Lyphart. Die geologische Lage der Grande Brière im Randgebiet von Großräumen wird sichtbar, wenn in ihrem Westteil die Grenze zwischen den nach Nordwest und den nach Westsüdwest ziehenden Strukturen und Gangsystemen verläuft.

Nordostwärts der Grande Brière erscheint das Becken von Drefeac. Ein schmales Durchbruchstal führt den Brivet bei Pont Chateau aus der nur

}m über dem Meeresspiegel liegenden sumpfigen Weitung heraus. Im Westen md der Mitte finden sich alluviale Bildungen, im Osten tritt eingesunkenes ꞉ozän hinzu. Auffällig ist das Fehlen der Pliozänkiese (Schichten von Redon), relche am Rand des benachbarten Vilainetales verbreitet und mächtig anstehen.

Das geradlinig von Norden nach Süden ziehende Tal der Vilaine im üden von Redon hat auffällig breite Talaue, randlich liegen quartäre und ltere Ablagerungen. Helle Sande hat die Vilaine bei Rieux in hoher Steilwand ngeschnitten. Schotteranalysen ermöglichen die Trennung von Quarz-Quarzit-hottern von pleistozänen Ablagerungen (Sobotha 1952), die pliozänen Ab-ıgerungen der Höhen ziehen südlich des heutigen tief eingeschnittenen Vilaine-

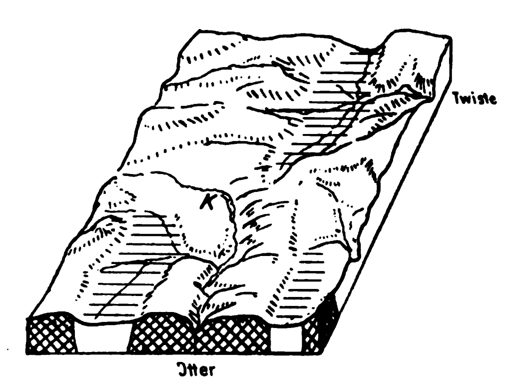


Abb. 6. Nord—Süd-Niederungen im Raum von Korbach (K).
(Kreuzschraffen geben Paläozoikum an)

les zum Meer, wo sie im Südwesten von Penestin vom heutigen Kliff angeschnit-n werden. In einzelnen Nestern erscheint in tiefer Lage inmitten des Paläo-›ikums meist toniges Tertiär eingesenkt. Welche Schwierigkeiten ergeben sich ierdurch bei der Erörterung der Talgeschichte! Ein Vergleich mit dem tief-egenden Pliozän im Werra-Fulda-Gebiet drängt sich auf, hier wie dort handelt sich um einen tektonisch besonders betroffenen Raum.

Die Begehung der Senken an und neben der großen bretonischen Längs-örung zeigt also, daß es sich hier nicht um Ausräumungserscheinungen in enig widerstandsfähigen Gesteinen handeln kann. Es liegen tektonische Ein-iegungen, z. T. ein Einsinken an Verwerfungen vor. Auch Guilcher (1948) ꞉ärtchen S. 382) weist auf die tektonische Entstehung hin, er läßt aber die tlichen Bewegungen schon im Miozän enden, die damals entstandenen Ein-nkungen erhielten die eozänen Ablagerungen und Verwitterungsbildungen. luviale Ablagerungen besonders im Südosten in ihrer Verbreitung wie auch e Entwicklung des Formenschatzes deuten aber unbedingt auch auf quartäre ıchbewegungen hin, welche die früher angelegten Becken örtlich wieder be-ıfen [2]).

Wenn also die tertiäre Neubelebung alter Störungszonen, die in der Bre-ɲe zur „Beckenbildung" führte, hier unbestritten ist und nur eine Fortdauer ; ins Quartär bezweifelt werden könnte, so sind die „Randsenken" am Ost-ıd des Rheinischen Schiefergebirges sicher dank junger Füllmassen ins Quar-

[2]) Auf den schönen Kärtchen, die Collin (1934, 1939) über die Erdbeben des westl. rbihan am 9. 1. 1930 und 27. 11. 1936 veröffentlichte, schmiegen sich die Linien gleicher ›enstärke völlig den Formen des „Beckens" an.

tär zu stellen. Doch hier kann die tektonische Formung oder Vorformung bestritten werden. Verwerfungen und Verbiegungen sind vorhanden. Altangelegt ist der Ostrand der Rheinischen Masse. Faziesunterschiede seit dem Silur, Küstensaum im Perm (mit Beckenbildung), Abbruch zur Hessischen Senke kennzeichnen die Bedeutung der Nord—Süd-Richtung.

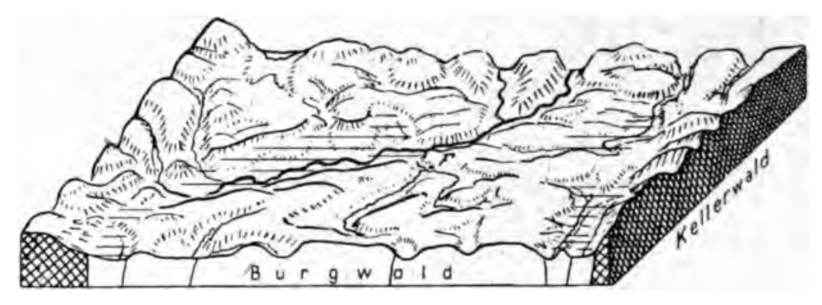


Abb. 7. Randsenken der Frankenberger Bucht.
(F: Frankenberg/Eder)

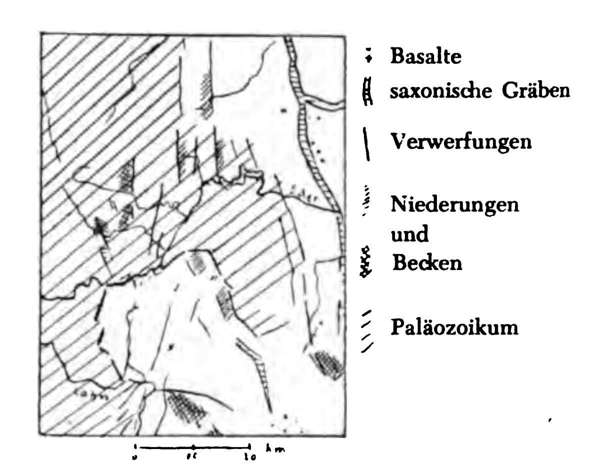


Abb. 8. Becken und Niederungen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Nordwestlich der Edertalsperre zerlegen Nord—Süd streichende Verwerfungen den z. T. schon von Trias bedeckten Rand des Schiefergebirges. Gradlinig folgen die Ränder gradliniger Niederungen den Schollengrenzen. Diluviale Aufschüttungsmassen finden sich sowohl in der Niederung der oberen Itter — hier als Goldseifen unter dem Eisenberg erforscht — wie in der breiten Senke an der oberen Twiste. Beide Flüßchen verlassen die Senken dann senkrecht zu den Verwerfungen in engen Tälern. Die Anlage des Gewässernetzes ist also älter als die Bildung dieser Niederungen.

In der Frankenberger Bucht ist eine Buntsandsteinplatte von Zechsteinschichten umrahmt in das Schiefergebirge hineingesenkt. Verwerfungen umgrenzen das Triasgebiet. An seinem Rande erscheinen die eigenartigen „Randmulden“. Am Kellerwald entlang ziehen die Niederungen von Haina—Herbelhausen und Allendorf—Ellershausen über Schollen aus verschiedenartigem Ge-

stein. Mächtige Schuttmassen liegen am Gebirgsrand, im Gebirge selbst sind andlich alte Verebnungsflächen verstellt. Die westliche Randmulde der Frankenerger Bucht ist durchgehend in einheitlichem Gestein angelegt, eine Ausräuung des leicht zerfallenden Zechsteinfanglomerates könnte also am Gebirgsnd die Niederung geschaffen haben. Anders ist es mit der nördlichen Randulde bestellt. Durch das Aufsplittern der von Süden heranziehenden Störunn am Schiefergebirgsrand ist hier Zechstein und Trias in kleinere Schollen rlegt. Noch im Bereich des Kulms führt eine deutliche Absenkung zu einem radlinigen, hohen Talboden, in dem Braunkohlenquarzit gefunden wurde d bei Frankenberg präglaziale Höhenschotter auftreten. Pleistozäne Terrassenste finden sich in mehrfachen Absätzen, und noch heute schottert die Eder Bereich dieses breiten, auffällig geraden Talstückes stark auf.

Diese Randsenken am Schiefergebirgsrand folgen alten Stöngen an den Schollengrenzen. Es erscheint so leicht verständlich, daß bei Begungen der Schollen gerade an ihren Rändern sich Unregelmäßigkeiten einllen, alte Sprünge wieder wirksam werden und kleinwellige Verbiegungen ftreten. Die zu erwartende weitgehende Zerrüttung, die für die Grundwasserhrung übrigens wichtiger ist als einfache Verwerfungen, kann allein die Talldung fördern, sie kann der Ausräumung Ansatzpunkte geben. Gleichzeitig nnen aber auch rein tektonisch bedingte Hohlformen entstehen.

Neben diesen, in den Abb. 6 u. 7 gezeigten langgezogenen Senken erschein am Schiefergebirgsrand auch die runden Niederungen, wie sie durch ellung und Einbiegung bedingt in Morbihan und Grande Brière uns entgentraten. Südlich von Hallenberg wie bei Medebach und westlich eukirchen ist eine Verknüpfung mit Störungszügen möglich. Eingebrochene chsteinfanglomerate, in denen die Ausräumung breite Mulden schaffen konnte, ssen Verwerfungen gut erkennen. Die z. T. mit pleistozänen Schuttmassen erllten, z. T. versumpften Becken sind aber nicht auf die Zechsteingräben behränkt. Damit entfällt die Annahme einer bloßen Ausräumung lockerer Zecheinbildungen, auch eine Freilegung eines präoberpermisch eingetieften Reliefs scheint aus vielen Gründen unmöglich, liegen doch gerade pleistozäne Lockerassen in den Hohlformen! Für eine tektonische Grundlage, eine vergitterte ellung mit Nachsacken an Störungslinien, kann die schon zur Zechsteinzeit chgewiesene Wellung im Gebirgsvorland wie auch die im Gebirge selbst von ARTNACK (1932) geschilderte känozoische „Großfaltung des Rhein. Blockes" geführt werden.

Das an Granitintrusionen reiche Gebiet metamorpher Gesteine in der südhen Bretagne und der Rand des paläozisch gefalteten Rheinischen Schieferbirges zur Hessischen Senke hin zeigen beide an Störungslinien, die Großollen begrenzen, langgestreckte Einmuldungen und Becken. Daß nicht allein sräumung diese Hohlformen hervorrief, zeigte die Untersuchung der Vereitung wenig widerstandsfähiger Gesteine und das Auftreten junger Füllssen wie zugehöriger Verwitterungserscheinungen.

Schriften

LIN, L.: Tremblement de Terre du 9 Janvier 1930. Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne. 1, 1930/31, p. 145—166. Rennes 1934.

Le Tremblement de Terre du 27 Novembre 1936. Bull. Soc. Géol. Min. Bret. 1938, p. 77—82. Rennes 1939.

— Formations Quaternaires de l'Ouest du Finistère. Bull. Soc. Géol. Min. Bret. Fascic Spec., p. 1—69. Rennes 1936.
— Morphologie des Côtes du Finistère en Rapport avec la Nature Géologique du S Bull. Soc. Géol. Min. Bret. 2e Fasc. Spec., p. 1—72. Rennes 1940.
GUILCHER, A.: Le Relief de la Bretagne Méridionale de la Baie de Douarnenez à la Vilair p. 1—682. La Roche-sur-Yon 1948.
HARTNACK, W.: Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges. S. 1—56. Greif wald 1932.
DE MARTONNE, E.: France Physique. Géogr. Universelle VI. Paris 1942.
MUSSET, R.: Le Relief de la Bretagne Occidentale. Annales de Géogr. XXXVII. Paris 192 p. 209—223.
— La Formation du Réseau Hydrographique de la Bretagne Occidentale. Annales (Géogr. XLIII. p. 561—578. Paris 1934.
RICHTER-BERNBURG: Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechstein I Waldeck. Geol. Jb. 65, S. 145—185. Hannover/Celle 1950.
SOBOTHA, E.: Les Graviers Pliocènes et Diluviens entre Saint Nicolas-de Redon et Fégré sur la rive est de la Vilaine. Rev. de Géomorph. Dyn. 3, Nr. 6, p. 300—303. Paris 1952.
— Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse und Ausbildung des kupfererzführende Oberen Zechsteins im Osten von Frankenberg (Eder). Notizbl. hess. L.-Amt Boder forsch. 81, S. 160—163. Wiesbaden 1953.
— Kupfererz und alter Bergbau bei Frankenberg. Hess. Heimat 3, H. 2, S. 19—21. Melsur gen 1953.

Die roten Schichten von Menden (Mendener Konglomerat)

Mit 3 Abbildungen

Von KARL-HEINRICH HEITFELD, Meschede/Ruhr

Inhalt

Einführung

e roten Schichten von Menden, in der Literatur allgemein als „Mendener merat" bezeichnet, liegen im Mündungsgebiet der Hönne, in dem Win- nördlich von der Ruhr, westlich von der Hönne begrenzt wird. Während ßte (westliche) Teil des etwa 8 qkm umfassenden Komplexes dem Blatt ı angehört, greift der östliche Teil noch mit einem schmalen Zipfel auf eheim über.

e Mendener Schichten stellen eine Schichtenfolge dar, die durch Zusam- zung und Lagerungsverhältnisse eine besondere Stellung innerhalb der aphischen Abfolge des Nordsauerlandes einnimmt. Südlich der Ruhr steil aus der Mittelterrasse aufsteigend, zeigt sich dieser Komplex auch /esten und Süden morphologisch streng gegen das darunterliegende re abgesetzt. Nur die Nordwest-Ecke sowie die südöstliche Begrenzung diese strenge morphologische Abgrenzung nicht. Fazielle Änderungen ndener Schichten im Südosten bzw. Nordwesten im Sinne eines Zurück- der höhenbildenden Konglomerate bedingen diese abweichenden Ver- e.

e Frage der Lagerungsverhältnisse und der Entstehung der Mendener n ist seit dem Jahre 1884, in welchem VON DECHEN in seinen Erläu- n zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen

zum ersten Male die „Mendener Schichten von rothem Sandstein und Kalkconglomerat“ erwähnt, in geologischen Arbeiten immer wieder aufgeworfen worden. VON DECHEN schreibt, daß diese Schichten „in nahezu horizontaler Lagerung am Rothenberge, Lahrberge und Großen Haarberge“ auf der rechten Seite der Hönne auftreten und die „Schichtenköpfe des Flözleeren abweichend bedecken“. Er erkannte, daß die „Kalkgeschiebe dieser Schichten unzweifelhaft dem Mitteldevon- (Eifel-) Kalkstein entstammen, welcher aufwärts von Menden von der Hönne zwischen Klusenstein und Balve durchschnitten wird“. VON DECHEN führt das Vorkommen in seiner Übersichtskarte als Buntsandstein an, betont jedoch, daß es sich um eine Bildung recht zweifelhaften Charakters handelt.

Im Gegensatz zu dieser Auffassung stellt DENCKMANN, in Analogie zu ähnlichen Bildungen des Frankenberger Perms, das Konglomerat in den Zechstein.

1907 geht dann KRUSCH eingehender auf die Mendener Schichten ein (KRUSCH 1911). Es war ihm jedoch nicht möglich, eine stratigraphische Gliederung vorzunehmen. Ebenso konnten keine mit der Bildung der roten Schichten gleichaltrigen Fossilien gefunden werden. KRUSCH glaubt, daß es sich bei den Mendener Schichten „um eine rein örtliche Bildung handelt, die der Zeit der Talbildung bzw. der Königsborner Grabenbildung angehört“. 1913 behandelt KUKUK ein dem Mendener Konglomerat sehr ähnliches Gestein aus einem Schachtaufschluß der Zeche Wehofen. Er stellt aus Analogiegründen das Mendener Konglomerat in den Zechstein. BÄRTLING (1913 und 1925) schließt sich dagegen wieder der Auffassung von KRUSCH an, wobei er das Mendener Konglomerat ebenfalls als Ausfüllung des Königsborner Grabens auffaßt.

In der Erläuterung zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Neheim, schreibt KÜHNE (1936), daß es sich bei dem Mendener Konglomerat um eine mächtige terrestrische, fluviatile Schuttmasse handeln müsse, für die er wegen der starken Rotfärbung ein permisches Alter als sicher annimmt. Auch KÜHNE gelang es nicht, irgendwelche organischen Reste in den Mendener Schichten zu finden.

Die in den letzten Kriegsmonaten, besonders im südlichen Teil des Gebietes auf dem Rothenberg östlich Menden, geschaffenen großen Aufschlüsse boten Gelegenheit, Zusammensetzung, Ablagerungsbedingungen und Lagerungsverhältnisse einer neuen Bearbeitung zu unterziehen. Eine Neukartierung des Gesamtgebietes im Maßstab 1 : 10 000 schuf die Grundlage zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse (s. Abb. 1).

Die Anregung zu dieser Arbeit erhielt ich durch eine Preisaufgabe der Math. Naturw. Fakultät der Universität Münster. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. LOTZE, möchte ich für manche Ratschläge und Hinweise herzlich danken.

I. Gliederung der Mendener Schichten

Bei der Betrachtung der Schichtenfolge der Mendener Schichten muß unterschieden werden zwischen dem Hauptgebiet östlich Menden und einem kleinen isolierten Vorkommen an der Niederterrassenböschung nördlich Schwitten. Da die Ausbildung dieses kleinen Vorkommens größere Besonderheiten aufweist, ist es nicht ohne weiteres mit dem Hauptvorkommen in Verbindung zu bringen.

a) Hauptvorkommen zwischen Menden—Schwitten—Ösbern und Brockhausen

Im Hauptgebiet konnten die roten Schichten von Menden in drei petrographisch unterschiedene Horizonte gegliedert werden. Zwischen zwei Konglo-

erathorizonte schaltet sich eine Schichtenfolge mit vorwiegend roten Let-
n ein.

1. Hauptkonglomerathorizont

Der Hauptkonglomerathorizont nimmt mehr als die Hälfte des Gebietes
ı. Er besteht überwiegend aus Konglomeraten, daneben treten untergeordnet
e Letten und Sandsteinlagen auf. An verschiedenen Stellen sind knollige
lkpartien eingeschaltet. Das Konglomerat setzt sich aus Geröllen verschiedener
öße zusammen. Neben Lagen mit sehr feinen, gut abgeplatteten, oft nur
nige Zentimeter großen Geröllen treten solche bis zur Kopfgröße auf. Im
gemeinen zeigt sich jedoch nicht eine lagenweise Sortierung der Korngröße,
ıdern eine recht unregelmäßige Verteilung. Kopfgroße Gerölle liegen unver-
ttelt in feinkonglomeratischen Lagen, während andererseits in groben Lagen
nne Sand- und Tonschmitzen auftreten. Die feineren Partien sind meist
senförmig eingeschaltet. Der Geröllbestand setzt sich im wesentlichen aus
ıssenkalk zusammen, daneben treten weniger Grauwacken, Quarzite und
lmgesteine auf. Das Bindemittel ist ein rotes, stark eisenschüssiges, karbo-
tisches, tonig-sandiges Material. Infolge des hohen Kalkgehaltes hat eine gute
rfestigung stattgefunden. Die Konglomeratpartie ist daher durch große mor-
ologische Härte ausgezeichnet.

An der Basis dieses Horizontes liegt eine an verschiedenen Stellen ungefähr
n mächtige Folge von roten Letten, Kalksandsteinen, knolligen Kalken und
nkörnigen Konglomeraten. Diese Schichten scheinen die Unebenheiten des
tergrundes ausgefüllt zu haben, so daß sie nicht im gesamten Gebiet aus-
ɔildet sind. An der Obergrenze des Hauptkonglomerathorizontes zeigt sich
llenweise eine Einlagerung von knolligen Kalken mit viel tonig-karbona-
hem Bindemittel.

Dieser Horizont weist eine durchschnittliche Mächtigkeit von 80—100 m
. Die größten Mächtigkeiten finden sich dabei im Südwesten, in der Mitte
l im Nordosten des Gebietes, während die Mächtigkeit nach Nordwesten und
losten abnimmt.

Im Gelände prägt sich der Konglomerathorizont einerseits auf Grund seiner
rphologischen Eigenschaften, andererseits durch seine Vegetation gut aus.
große Höhen des Gebietes werden von dem Hauptkonglomerat aufgebaut.
olge der Höhenlage und der meist nur geringmächtigen Verwitterungsdecke
im allgemeinen ein Ackerbau hier unmöglich. Im Osten wie im Westen des
bietes ist daher dieser Horizont gegen die jeweils westlich folgenden roten
ten als waldbestandene Fläche gut abgesetzt. Lediglich im Nordwesten tritt
Waldbedeckung infolge der stark abnehmenden Mächtigkeit der Konglo-
rate zurück.

2. Horizont der roten Letten

Auf die Hauptkonglomeratzone folgt, teilweise durch rote Knollenkalke
v. Sandsteine mit ihr verbunden, eine ungefähr 60 m mächtige Schichten-
ge meist sandiger, karbonatischer, roter Letten. Sie sind nur wenig verfestigt
l zeigen gute Schichtung. Eingeschaltet in diese Zone sind stellenweise Lagen
l Schmitzen von Kalksandstein, die aber keine größere Verbreitung erlangen.
zwei Stellen konnten feinkonglomeratische Einlagerungen beobachtet wer-
ı. Es handelt sich jedoch hierbei nur um rein örtliche fazielle Änderungen.

Dieser Horizont nimmt nächst dem Hauptkonglomerat die größte Fläche

im Mendener Gebiet ein. Infolge seiner geringen morphologischen Härte handelt es sich durchweg um Verflächungen, die sich sowohl im westlichen als auch im östlichen Teil des Gebietes westlich an die Konglomerathöhen anschließen. Als Feldregion zeichnet sich diese Zone auch im Hinblick auf die Vegetation klar von dem Waldgebiet der Hauptkonglomerate ab. Nur im Südostteil, in welchem die Lettenzone sandiger ausgebildet ist, zeigt auch sie stellenweise Waldbestand. Ein großer Teil des westlichen Vorkommens dieses Horizontes ist von einem lößartigen Lehm bedeckt.

3. Hangender Konglomerathorizont

Der Horizont der Hangenden Konglomerate erreicht eine Mächtigkeit bis etwa 50 m. Er ist in seinem Habitus im allgemeinen gut von dem Liegenden Konglomerat zu unterscheiden. Die rote Farbe des Bindemittels geht teilweise in Dunkelrotbraun über. Das Bindemittel ist nicht mehr so stark karbonatisch; infolgedessen ist das Material häufig weniger verfestigt.

Der wichtigste Unterschied liegt im Geröllbestand. Während der Massenkalkanteil in den Liegenden Konglomeratpartien im allgemeinen 60—80% beträgt und nicht unter 50% sinkt, erreicht er in den Hangenden Schichten 20—30% und steigt nicht über 40%. Allerdings zeigen sich im Hangenden Horizont in Hinsicht auf die petrographische Zusammensetzung deutliche Unterschiede. So scheint es, daß der höchste Teil der Schichtenfolge wieder einen höheren Massenkalkanteil aufweist. Weiterhin ist für diesen Horizont das Auftreten von Quarzgeröllen charakteristisch. Meistens handelt es sich dabei um relativ kleine Gerölle, die 1 cm Durchmesser nur selten überschreiten und eine überraschende Gleichförmigkeit in der Größe zeigen. Die Erklärung hierfür liegt in der Art des Ursprungsmaterials. Die Quarzgerölle in diesem Horizont liegen auf sekundärer Lagerstätte. Funde von Oberdevonkonglomeratgeröllen, die unzweifelhaft dem Seilerkonglomerat entstammen, weisen darauf hin, daß bei der Aufarbeitung dieses Materials die Quarzgerölle z. T. herausgelöst und als Einzelgerölle wieder abgelagert wurden.

Die maximale wie auch die durchschnittliche Geröllgröße bleiben in diesem Horizont erheblich unter den entsprechenden Werten des Hauptkonglomerathorizontes. Teilweise wird das Material hier feinkonglomeratisch oder sogar grobsandig.

Infolge seiner geringen Mächtigkeit und der geringeren Verfestigung tritt dieser Schichtenkomplex gegenüber der Liegenden Konglomeratzone nicht so stark höhenbildend in Erscheinung, ist jedoch gegen den mittleren Horizont der roten Letten morphologisch ebenso wie dieser deutlich abgesetzt. Die kleineren Höhen des Gebietes werden von den Hangenden Konglomeraten gebildet. Die größte Höhe des Gebietes, der Lahrberg, ist bedingt durch das Zusammenwirken von Liegendem und Hangendem Konglomerathorizont, die hier längs einer Störung aneinanderstoßen.

b) Vorkommen an der Niederterrassenböschung nördlich Schwitten

Am Abfall der Niederterrasse zur Talaue der Ruhr tritt nördlich von Schwitten nochmals ein kleines Vorkommen von Mendener Konglomerat auf. Überlagert werden diese Schichten von der Niederterrasse, so daß im allgemeinen ihre Ausstrichbreite auf deren Böschung beschränkt ist.

Dieses Vorkommen zeigt die typische Ausbildung der Konglomeratpartien

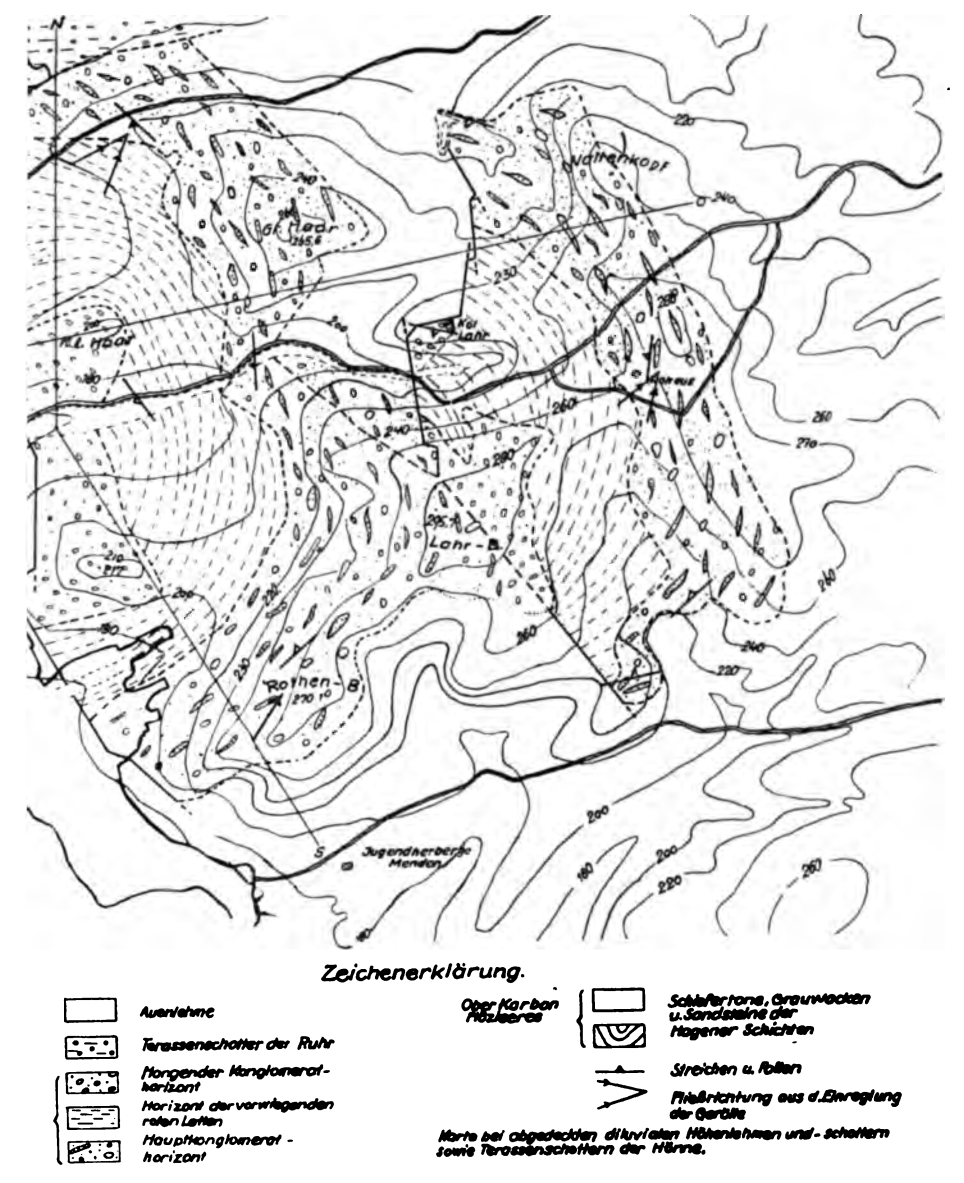


Abb. 1. Geologische Karte des Mendener Gebietes, Maßstab 1 : 30 000.

ndener Schichten, jedoch kann es auf Grund seines Geröllbestandes nicht ig. dem Liegenden oder Hangenden Konglomerathorizont zugeordnet . Neben Massenkalkgeröllen treten stärker Gerölle von graugrünem Sand- ıf, die in dieser Häufigkeit weder in der Liegenden noch in der Han- Zone vorkommen. Es liegt der Schluß nahe, das Vorkommen mit keinem ;chriebenen Horizonte zu identifizieren. Wahrscheinlich handelt es sich isoliertes Vorkommen, ein Schluß, der, wie später gezeigt wird, durch Erwägungen gestützt wird.

II. Lagerungsverhältnisse der Mendener Schichten

Die Mendener Schichten überlagern diskordant die Schiefertone und Grauwacken des Flözleeren. Entgegen der Ansicht von Krusch, daß lediglich im Norden ein einfaches Auflager vorhanden sei, sonst aber Verwerfungsgrenzen vorlägen, wurde festgestellt, daß auch im Süden und Osten die Mendener Schichten größtenteils diskordant den Schichtköpfen des Flözleeren auflagern. Die westliche Begrenzung dagegen wird durch eine Verwerfung größerer Sprunghöhe gebildet. Diese ist mehrfach an ± E—W streichenden Störungen

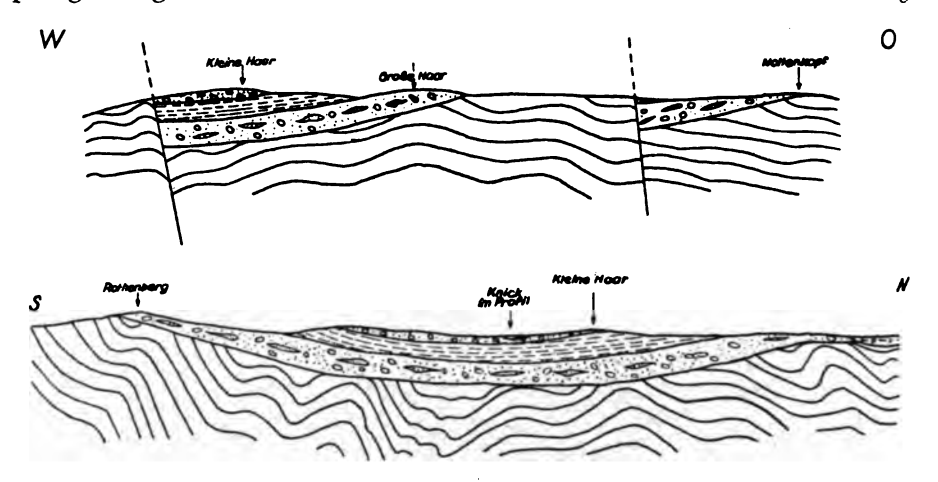


Abb. 2. Profile durch die roten Schichten von Menden, Maßstab 1 : 30 000 (Zeichenerklärung s. Abb. 1).

abgesetzt. Insgesamt gesehen zeigt die westliche Hauptverwerfung ein Streichen von ungefähr 162°. Man kann jedoch einen nördlichen Teil mit einem Streichen von durchschnittlich 173° und einen südlichen mit einem Streichen von 142° unterscheiden. Zusätzlich dazu existiert eine, etwa durch die Mitte des Gebietes parallel zur westlichen Randverwerfung verlaufende Hauptstörung, die das von Norden zipfelförmig in den Mendener Komplex hineinragende Flözleere nach Osten begrenzt. Auch sie ist vielfach durch E—W streichende Störungen abgesetzt. Im südlichen Teil, im Gebiet des Lahrberges, scheint sich die Hauptverwerfung in mehrere ± parallel verlaufende aufzugliedern. Insgesamt gesehen zeigt der Verlauf dieser Störung dasselbe Bild wie die westliche Randverwerfung.

Bei der südlichen und östlichen Begrenzung liegt, im Gegensatz zu der bei der geologischen Spezialkartierung vertretenen Auffassung, ein einfaches diskordantes Auflager der Mendener Schichten auf dem Flözleeren vor. Dies ist besonders im südlichen Teil gut zu erkennen; die Grenzlinie paßt sich fast genau den Höhenlinien an. Einen weiteren Beweis für die rein erosive Natur der südlichen Grenzlinie lieferte ein in den letzten Kriegsmonaten vorgetriebener Stollen, dessen Mundloch nördlich der Jugendherberge Menden etwa 50 m südlich der Südgrenze des Konglomerates im Flözleeren steht. Bei einer horizontalen Stollenlänge von etwa 120 m wurde die Grenze in einer Tiefe von etwa 20 m ungefähr 70 m unterteuft, ohne das Konglomerat anzutreffen.

Der Bau des Gesamtgebietes stellt sich also folgendermaßen dar:

Durch die Hauptstörung, welche die Mitte des Komplexes in N—S-Richung durchsetzt, wird das Gebiet in zwei Teilbereiche, einen Ost- und einen Vestteil, gegliedert, die jeweils in ihrem Bau übereinstimmen. Im Norden eider Teilgebiete fallen die Schichten nach Süden und Südwesten, im Osten ach Westen ein. Im zentralen Teil liegt westlich der mittleren Hauptverwerung westliches, östlich derselben nördliches bzw. südliches Einfallen vor. Daraus rgibt sich ein groß angelegter Muldenbau. Beide Teilgebiete stellen Muldenälften dar, die jeweils an den sie westlich begrenzenden Hauptverwerfungen bgesunken sind. Die Sprunghöhe entspricht bei den Störungen etwa der Mächigkeit des Mendener Konglomerates; sie beträgt also ungefähr 200 m (s. dazu bb. 2).

III. Ablagerungsbedingungen

a) Lage des Herkunftsgebietes

Durch Geröllanalysen konnten die Hauptbestandteile der Konglomerate mittelt und den Gesteinen der weiteren Umgebung des Mendener Gebietes geordnet werden. Es muß dabei wieder unterschieden werden zwischen dem auptgebiet östlich Menden und dem Nordvorkommen.

1. Hauptvorkommen

Es ergaben sich folgende Hauptbestandteile:

unkelgrauer Kalk	— dunkler Massenkalk
ellgrauer Kalk	— heller Massenkalk
rauwacken, z. T. rötlich gefärbt	— Flözleeres bzw. oberes Mitteldevon
oter Sandstein	— z. T. wohl aufgearbeitetes Bindemittel der Mendener Schichten
uarzit, z. T. rötlich gefärbt	— Flözleeres
dit	— Kulm
attiger, streifiger, z. T. kieseliger Kalk	— Kieselkalk bzw. Plattenkalk des Kulms

Aus der Einregelung der Gerölle wurde die Fließrichtung des transporrenden Mediums an verschiedenen Stellen in den Mendener Schichten erttelt. Aus Geröllbestand und Fließrichtung ergibt sich als Herkunftsgebiet s Materials im wesentlichen das Mitteldevon-Karbongebiet des Remscheidtenaer Sattels südwestlich des Mendener Raumes. Die Quarzite und ein Teil r Grauwacken, die dem Flözleeren entstammen, zeigen, daß auch das Quarzitbiet des Flözleeren nördlich davon wenigstens zeitweise Abtragungsgebiet wesen ist. Dies ist ein Hinweis darauf, daß das Ablagerungsbecken nicht rächtlich weit über Menden hinaus gegen Südwesten gereicht haben kann.

Wie bereits erwähnt, liegt die Möglichkeit der Unterscheidung des Liegen vom Hangenden Konglomerathorizont im wesentlichen im Geröllbestand. rch Geröllanalysen in den verschiedenen Horizonten wurden diese Unteriede zahlenmäßig erfaßt. Bei den Analysen stellte sich heraus, daß die mgröße keinen wesentlichen Einfluß auf den Geröllbestand hat, so daß wohl feine als auch grobe Partien mit gleichem Ergebnis analytisch auswertet werden konnten. Je zwei typische Geröllanalysen aus dem Hauptnglomerathorizont bzw. dem Hangenden Horizont sind in Tab. 1 wiedergeben.

Tabelle 1. Geröllanalysen der Mendener Schichten

	Hang. Konglomerathor.		Hauptkonglomerathor.	
	I	II	III	IV
Mittleres Geröllgewicht	70 g	120 g	110 g	350 g
1. Dunkler Massenkalk	15,9	33,7	53,2	55,2
2. Heller Massenkalk	3,0	4,6	15,8	10,0
3. Grauwacken und Quarzit	37,0	30,3	12,1	7,2
4. Roter Kalk	2,0	10,9	2,7	5,8
5. Roter Sandstein	4,7	0,3	2,6	9,5
6. Heller Kristall. Kalk	1,3	2,7	3,3	9,5
7. Dunkler Kristall. Kalk	15,8	13,0	5,8	0,6
8. Weißer Kalk	—	1,3	0,6	1,0
9. Lydit	18,7	0,2	0,9	0,3
10. Kieselgerölle	1,6	—	—	—
11. Sonstige	—	3,0	3,0	0,9
	%	%	%	%

Entnahmestellen der Proben:
I Höhe 217 nordöstl. Menden, II Kolonie Lahr, III Schwitten, IV Rohaus

Aus dem unterschiedlichen Geröllbestand der einzelnen Horizonte kann auf einen Wechsel des Herkunftsgebietes geschlossen werden. Wesentliches Unterscheidungsmerkmal ist der Massenkalkanteil, der in den Hangenden Schichten erheblich zurücktritt. Daneben ist das Auftreten des Lydites interessant. Sein Anteil bleibt im allgemeinen unter 3%; wo er stärker auftritt, ist er für die Hangenden Schichten charakteristisch. Quarzgerölle, die im wesentlichen dem aufgearbeiteten Seiler-Konglomerat entstammen, finden sich, allerdings in geringer Zahl, ebenfalls nur in den Hangenden Schichten. Quarzite und Grauwacken dürften größtenteils dem Flözleeren entstammen. Bis auf eine etwas abweichende Analyse mit 24% steigt der Anteil im Hauptkonglomerat nirgends über 20%, während er in den Hangenden Partien nicht unter 30% absinkt.

Daraus ergibt sich für das Herkunftsgebiet:

Während in der Zeit der Ablagerung des Hauptkonglomerats das Liefergebiet im wesentlichen die südlich gelegene Massenkalkzone gewesen ist, scheint in den höheren Schichten eine Verlagerung nach Norden in das Gebiet des Flözleeren und des Kulms stattgefunden zu haben. Das Auftreten der Quarzgerölle aus dem Seiler-Konglomerat im Hangenden Konglomerathorizont weist jedoch auf eine gleichzeitige Westverlagerung hin. Abb. 3 gibt einen schematischen Überblick über die vermutlichen Hauptliefergebiete.

2. Nordvorkommen

Geröllbestand und Einregelungsrichtung der Gerölle im Nordvorkommer zeigen gegenüber dem Liegenden wie auch dem Hangenden Konglomerat horizont deutliche Unterschiede. Auch hier treten wieder, wie beim Haup konglomerat, relativ viel Massenkalkgerölle auf. Ihr Anteil am Gesamtgerö bestand dürfte etwa zwischen den entsprechenden Durchschnittswerten c Haupt- und des Hangenden Konglomerathorizontes liegen. Daneben finden s als ganz charakteristische Gesteine viele Gerölle von graugrünem, relativ f körnigem, glimmerreichen Sandstein, der weder im Liegenden noch im H genden Konglomerathorizont wiedergefunden werden konnte. Vermutlich stammen sie dem Denckmannschen Horizont grünlichgrauer Sandsteine ar oberen Grenze der Brandenberg-Schichten. Weiter wurden mehrere G von aufgearbeitetem Seiler-Konglomerat gefunden. Der übrige Geröllbe

ht etwa dem des Hauptvorkommens. Etwas stärkeres Auftreten von
:rauem, kristallinem Kalk scheint jedoch wieder für dieses Nordgebiet
ɛristisch zu sein. Im übrigen läßt der kleine Aufschluß natürlich nur
generelle Züge erkennen.

ɛ Geröllgröße unterscheidet sich nicht wesentlich von der des Liegenden
nerates; im Mittel dürfte sie etwas geringer sein. Der Abrollungsgrad
ölle ist verschieden; generelle Unterschiede zwischen diesem Vorkommen
n Hauptvorkommen wurden nicht festgestellt.

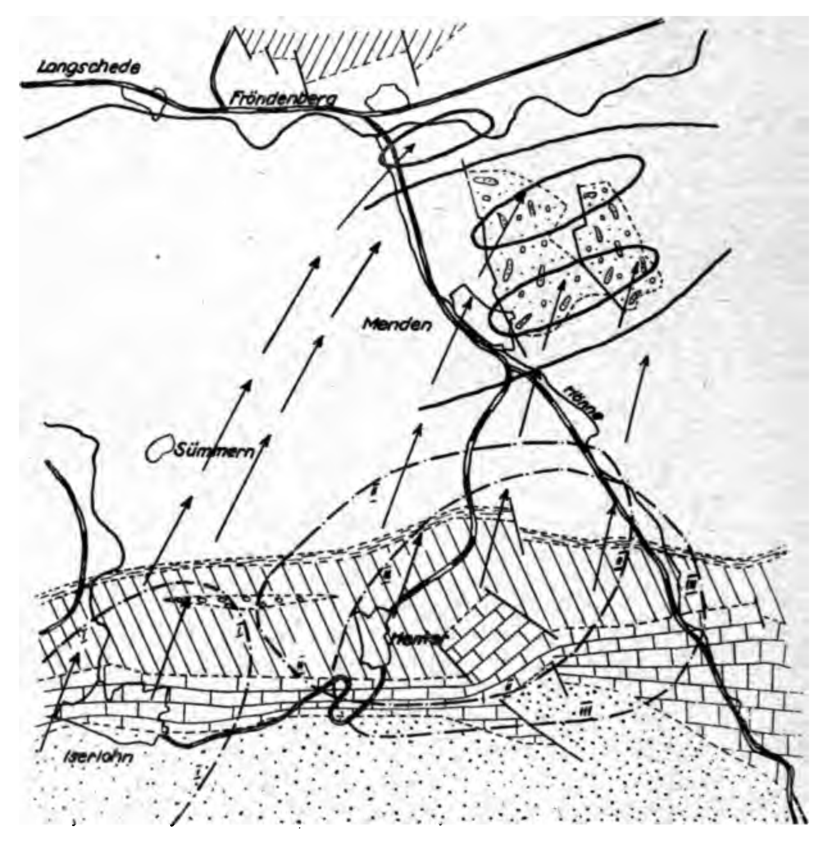
ɛ Fließrichtung ist hier schlecht zu messen, da die Gerölle nur einen
n Einregelungsgrad aufweisen. Die gemessenen Werte schwanken relativ
n Mittel ergab sich ein Wert von 50—70°; gegenüber dem Mittelwert
ptgebiet, der etwa 40° beträgt, zeigen sich hier Unterschiede, die gerade
Nordwestlage des Nebenvorkommens größere Bedeutung gewinnen.
der gegenüber dem Hauptbereich etwas andere Geröllbestand als auch
änderte Fließrichtung weisen darauf hin, daß Herkunftsgebiet und
ırtweg nicht vollständig mit diesem übereinstimmen. Wahrscheinlich
wir das Herkunftsgebiet des nördlichen westlich dem des Hauptvor-
ıs suchen. Auch die Funde von Seilerkonglomeratgeröllen können einen
ı Hinweis darauf liefern.

b) Sedimentationsverhältnisse und Ausbildung des Sedimentationsraumes

s der petrographischen Charakterisierung der Mendener Schichten er-
ich Hinweise auf die Art der Ablagerung, die eine kontinentale Ent-
wahrscheinlich machen. Sämtliche Horizonte zeigen eine rote Farbe,
im Hangenden in eine braunrötliche Tönung übergeht. Die primäre
·be ist kennzeichnend für das Klima zur Ablagerungszeit. Es dürfte sich
ıi)arides Klima gehandelt haben.

· Gerölle der Mendener Schichten zeigen einen unterschiedlichen Abrol-
ıd. Während bei den größeren und härteren Komponenten z. T. nur
ringe Abrundung stattgefunden hat, herrschen bei den kleinen und
oßen Geröllen plattige Formen vor. Diese Horizonte zeigen eine gute
ɜchichtung der Gerölle, aus der eine einheitliche Fließrichtung des trans-
nden Mediums im ganzen Gebiet erschlossen wurde. Als Transportmittel
nnach fließendes Wasser angenommen werden. Auf diese Tatsache weist
ıs vielfach festgestellte Auftreten von Erosionsdiskordanzen hin. Es
lie Regel gewesen zu sein, daß, besonders im Hauptkonglomerathorizont,
ı Größe und Form der Gerölle die stärkste Wasserführung gehabt haben
/ischen Geröllagen eingeschaltete tonig-sandige oder knollig-kalkige Par-
·en Ablagerung in Zeiten etwas geringerer Wasserführung erfolgte, durch
;enden starken Wasserstrom wieder erodiert wurden. Die Ausfüllung
dieser fluviatilen Erosion geschaffenen Hohlformen erfolgte im all-
·n durch grobe Konglomerate, wobei sich die größten Gerölle meist an
is finden.

; Mächtigkeitsverhältnissen und Ausbildung der Schichten ergibt sich
l des Sedimentationsraumes. Ob sich das Nordvorkommen an der heu-
elle in primärer Lage befindet, kann nicht gesagt werden. Der eben
erte Geröllbestand des Nordvorkommens, der sich weder mit den Han-
noch mit den Liegenden Konglomeratpartien in Einklang bringen läßt,
h die stärker nach Osten tendierende Fließrichtung machen es wahr-
h, daß im Norden ein getrennter Ablagerungsraum bestand. Ebenso



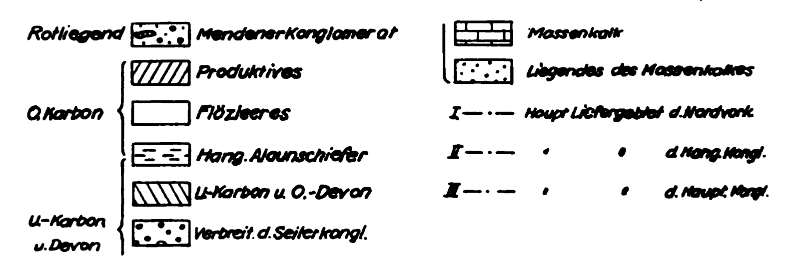


Abb. 3. Ablagerungsraum und Herkunftsgebiet der Gerölle der roten Schichten von Menc
Maßstab etwa 1 : 133 000.

geben auch die Mächtigkeitsverhältnisse im Hauptvorkommen darauf ei
Hinweis. Nach Nordwesten findet eine Abnahme der Mächtigkeit statt, so
wahrscheinlich das Hauptvorkommen unter der Mittelterrasse nördlich Schwi
primär zu Ende geht. Es dürfte also zwischen diesen beiden Vorkom
eine Schwellenzone bestanden haben, die die gegenüber dem Hauptvorkom
veränderte Geröllzusammensetzung und Fließrichtung bewirkte.

Im Hauptgebiet ist eine generelle Abnahme der Mächtigkeit des Ha
konglomerathorizontes von der Mitte des Gebietes nach Südosten und N

esten festzustellen. Die Abnahme ist so beträchtlich, daß angenommen werden ıß, daß der Beckenrand während dieser Zeit nicht wesentlich weit über die utige Nordwest- bzw. Südostgrenze hinausgereicht haben kann.

Größere Konglomeratmächtigkeiten bedingen die höheren Erhebungen des bietes. Sie finden sich im Nordteil in der Großen Haar und im Noltenkopf, Südteil im Rothenberg und Lahrberg. Zwischen diese nördlichen und südlen Vorkommen mit großer Mächtigkeit schaltet sich im mittleren Teil offen- eine WSW—ENE verlaufende Zone mit geringer Mächtigkeit ein. Es ergibt ı für die Zeit der Ablagerung des Hauptkonglomerates eine Gliederung des ıamtbeckens in zwei durch eine Schwellenzone getrennte Teilbecken Abb. 3), deren Achsen jeweils in WSW—ENE-Richtung verlaufen.

Das Gesamtbecken ist nach S bzw. SW durch das Abtragungsgebiet benzt. Die Grenze im NE dagegen läßt sich nicht festlegen. Zwar finden sich die ßten Gerölle im SW des Gebietes, eine generelle Abnahme der Korngröße h NE ist jedoch nicht festzustellen. Diese Tatsache deutet zusammen mit der h großen Mächtigkeit des Horizontes im NE darauf hin, daß das Becken eine h weitere Erstreckung in dieser Richtung gehabt haben kann.

Für die Zeit der Ablagerung der roten Letten ist eine Angabe über die sdehnung des Beckens schwierig. Das Becken hat sich durch die Ausfüllung Geröllmaterial verflacht, die Kraft des Transportmittels ist geringer geworı, so daß nur noch selten gröbere Gerölle transportiert werden konnten. Da nerlei Mächtigkeitsabnahme nach NW bzw. SE in diesem Horizont festtellt werden konnte, scheint während dieser Zeit eine Ausdehnung des kens stattgefunden zu haben.

Die Hangenden Konglomerate gehören wieder in eine Zeit stärkerer ısserführung, wobei sich das Liefergebiet jedoch nach Norden verlagert hat. er die Ausdehnung des Beckens lassen sich auf Grund der nur noch vorıdenen Restvorkommen keine Aussagen machen. Die im allgemeinen gegenr dem Hauptkonglomerathorizont geringere Korngröße weist darauf hin, die Transportkraft des Fördermittels schwächer geworden ist. Diese ist vor m vom Gefälle und der Wasserführung abhängig. Es ist zu vermuten, daß verringerte Geröllgröße auf einer geringeren Absinktendenz des Hangenden ıglomeratbeckens beruht.

IV. Fossilfunde in den Mendener Schichten

Trotz intensiver Suche konnten in den roten Schichten von Menden keine silien gefunden werden, die eine eindeutige altersmäßige Einstufung der ichten ermöglichen. Es fanden sich jedoch erstmals Spuren von Lebewesen, vielleicht hoffen lassen, daß an z. Z. nicht aufgeschlossenen Stellen, vor allem ler Zone der roten Letten, später doch einmal gutes Fossilmaterial entdeckt d. Die Funde seien kurz angeführt:

a) Pflanzenreste

Es handelt sich bei diesen Resten um Pflanzenhäcksel, der auf mehreren ichtflächen festgestellt werden konnte. Die Einzelstücke zeigen teilweise eine Längsrichtung parallele Streifung. Die größten Reste haben eine Länge 25 mm und eine Breite von 7 mm. Der Erhaltungszustand ist so schlecht, eine Bestimmung nicht möglich ist. Eine von Dr. Kremp, Krefeld, durchührte Untersuchung der Fundschichten auf Sporen hatte kein Ergebnis. ıeben treten in relativ großer Anzahl in tonig-sandige Schichten ein-

gebettete Röhren auf, die äußerlich mit einer etwas unregelmäßigen Skulpturierung versehen sind. Bei einzelnen Formen lassen sich 6 Längsrippen feststellen, die der Umrißform im Querschnitt die Form eines regelmäßigen Sechsecks geben. Schwach erkennbare Querrippen zeigen einen Abstand von 1 mm. Die Länge der Bruchstücke schwankt zwischen 2 und 8 cm, die Breite zwischen 7 und 14 mm. Die Formen zeigen einen inneren kreisrunden bis ovalen Querschnitt von 2—5 mm Durchmesser mit Kalkspatausfüllung. Die Wandung besteht aus Kieselsäure, die Wandstärke beträgt bis zu 4 mm. Vermutlich handelt es sich um Reste eingeschwemmten Holzes.

b) Wurmröhren in den kalkigen Partien

Die Fundstücke weisen einen vielfach gewundenen Verlauf der durch Kalkspat ausgefüllten Hohlräume auf. Der Querschnitt ist oval. Die größte Breite beträgt etwa 3 mm.

c) Kriechspuren

Es wurden sowohl grobe als auch feine Formen festgestellt. Bei den groben Formen handelt es sich um verschieden breite Konvexformen, die, selbst aus sandigem Material bestehend, von sandigen in stärker tonige Schichten hineinragen. Der Querschnitt der Spuren ist etwa halbkreisförmig. Die Oberfläche zeigt parallele Längsfurchen und -rippen. Die sichtbare Länge der Formen beträgt etwa 20 mm, die Breite bei den kleinen Formen 4 mm, bei den großen etwa 10 mm. Bei den feinen Formen verlaufen die Eindrücke genau gradlinig. Es sind eine starke mittlere Furche und mehrere schwächere seitliche zu erkennen. Die insgesamt sichtbare Länge beträgt etwa 4 cm, die Breite 5—15 mm. Teilweise sind punktförmige, regelmäßig angeordnete Eindrücke festzustellen.

V. Zur Altersfrage der Mendener Schichten

Wie schon zuvor gesagt, ist die Frage des Alters der Mendener Schichten in den einschlägigen Arbeiten oftmals aufgeworfen worden. Die Einstufung erfolgte nacheinander in Buntsandstein (v. DECHEN), Zechstein (DENCKMANN), Rotliegend (KRUSCH), Zechstein (KUKUK) und wieder Rotliegend (BÄRTLING).

Welche Schlüsse können nun in altersmäßiger Hinsicht aus den neuen Untersuchungen gezogen werden?

Eine eindeutige Altersdatierung ist im allgemeinen nur auf Grund von genau einstufbaren Fossilfunden möglich. Da derartige Funde in den Mendener Schichten nicht vorliegen, steht die endgültige Klärung noch aus. Die im folgenden diskutierten Fragen sollen eine Zusammenstellung von Argumenten darstellen, die mit gewisser Wahrscheinlichkeit für ein bestimmtes Alter sprechen.

a) Schlüsse aus den Sedimentationsverhältnissen

Die in den Mendener Schichten gefundenen Pflanzenreste und die vielfach auftretenden Kriechspuren geben Hinweise auf festländische bzw. festlandnahe Ablagerungen.

Auf eine terrestrische Ablagerung weisen vor allem aber die geschilderten Sedimentationsverhältnisse hin. Die Zusammensetzung des Materials, das vielfach festgestellte Auftreten von Erosionsdiskordanzen, die Einregelung der Gerölle und die im gesamten Gebiet einheitliche Fließrichtung beweisen die terrestrische Entstehung. Episodisch fließende Flüsse mit stark wechselnder Wasserführung verfrachteten das unter (semi)aridem Klima (Rotfärbung) verwitternde Material in das nördlich gelegene festländische Sedimentationsbecken.

:cken dürfte dabei über das heutige Verbreitungsgebiet hinaus weiter
O gereicht haben. In keinem Horizont der Mendener Schichten finden
bei Andeutungen marinen Einschlages. Die Bildung der roten Schichten
:nden ist daher eher einer Festlandsperiode vor Ablagerung der Zech-
ichten des Ruhrgebietes zuzuordnen, als daß sie diesen äquivalent wären[1]).

b) Schlüsse aus den Lagerungsverhältnissen

ıs den Lagerungsverhältnissen ergibt sich die zeitliche Abgrenzung der
rung der Mendener Schichten nach unten. Das Konglomerat überlagert
ant die gefalteten Schichten des Flözleeren, welche ihrerseits im kon-
:en Verband mit dem Produktiven stehen. Damit sind die Mendener
:n jünger als Westfal.

ıwieriger dagegen ist die Abgrenzung der Ablagerungszeit der Men-
Schichten nach oben, da sie nicht von jüngeren Sedimenten (außer Plei-
überlagert werden. Von Wichtigkeit wäre die altersmäßige Festlegung
dung der großen Störungen, die in den Mendener Schichten festgestellt
ı. KRUSCH nahm an, daß sowohl im Westen als auch im Osten Randver-
gen großer Sprunghöhe aufträten. Diese sollten die Fortsetzung zweier
'erwerfungen des produktiven Karbons darstellen, die ein wichtiges tek-
:s Element des östlichen Ruhrgebietes, den Königsborner Graben, west-
d östlich begrenzen. In den stratigraphisch-tektonischen Übersichtskarten
KUK (1936) ist diese Auffassung ebenfalls vertreten. Jedoch erkannte
KRUSCH 1911 (Erläuterungen Blatt Menden), „daß ein ausgeprägter Gra-
'r die südliche Fortsetzung des Königsborner Grabens bilden könnte, im
ınd nicht mehr nachzuweisen ist". Die Zersplitterung der Grenzverwer-
ist nach KRUSCH bereits im Flözleeren zu beobachten. Trotzdem wurden
USCH die Mendener Schichten als Grabenausfüllung angesehen, ihr Bil-
lter damit der Grabenentstehung gleichgesetzt. Nach den Ergebnissen der
tierung ist diese Ansicht jedoch nicht mehr haltbar. Wir müssen im
atz dazu annehmen, daß die Bildung der Querverwerfungen, an denen
felförmiges Absinken des jeweils östlichen Teiles stattgefunden hat, ein
r tektonischer Vorgang ist. Zweifellos gehören jedoch die Hauptverwer-
mit den entsprechend streichenden Querverwerfungen des engeren Ge-
genetisch zusammen.

ährend man nun früher allgemein annahm, daß die große Faltung des
ıen Sauerlandes und des Ruhrgebietes der asturischen Phase, die Bildung
ßen Querstörungen aber der saalischen Phase der variszischen Orogenese
ıreiben sei (STILLE 1924), neigen jetzt einzelne Forscher zu der Ansicht,
e Bildung der Hauptstörungsformen des Ruhrgebietes, Faltung mit
ıiebungen, Quersprünge und Blattverschiebungen schnell aufeinander
ınd insgesamt der asturischen Faltungsphase zuzuordnen ist (PILGER und
AU 1948). Begründet wird diese Ansicht von diesen Verfassern mit den
nissen im Erzgang auf der Zeche Auguste Viktoria sowie der Tatsache,
r eine geringe Abtragung des Ruhrkarbons vor der Bildung der Quer-
: und Blattverschiebungen stattgefunden hat. So sind nach PILGER und
AU auf Zeche Brassert noch höchste Flammkohlenschichten am Blumen-
Sprung abgesunken und erhalten geblieben.

e Ansicht, daß die Bildung der Quersprünge enger mit dem Faltungs-
g verbunden ist, ist nicht neu. So führte SCHENK (1934) ihre Entstehung

[1]) Auf die während des Druckes erschienene Arbeit von NÖRING: Offene stratigraphische
les Rotliegenden von Südwesthessen, wird später eingegangen.

auf Dehnung bei Faltungsvorgängen in der Längsrichtung der Falten zurück, während BREDDIN (1931) ihre Bildung dem Seitendruck von Süden her, der auch die Schieferung hervorrief, zuschrieb.

OBERSTE-BRINK weist demgegenüber 1938 (in KUKUK: Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebirges) darauf hin, daß alle mit der Faltung zusammenhängenden Störungen von den Sprüngen verworfen werden. Weiter konnte er eine weitgehende Verfestigung des Gebirgskörpers vor der Bildung der Sprünge feststellen. Er schreibt die Bildung der Sprünge in Übereinstimmung mit der alten Auffassung der saalischen Phase der variszischen Orogenese zu.

Es stehen sich hier also zwei Anschauungen gegenüber. Eine endgültige Klärung steht wohl noch aus. Sicher aber ist, daß die Bildung der großen Störungen des Mendener Konglomerats nicht mehr der asturischen Phase zugeordnet werden kann. Ob ihre Bildung jedoch in die saalische Phase und damit die Mendener Schichten in Stefan bzw. Unterrotliegend einzuordnen sind, sei dahingestellt.

Interessant sind in diesem Zusammenhang in tektonischer Hinsicht jedoch gewisse Parallelen des Mendener Gebietes zu den Rotliegendvorkommen Mitteldeutschlands. Dort ist die saalische Faltung zwischen Unter- und Oberrotliegend durch leichte Faltung und Bruchbildung ausgezeichnet. Dabei zeigt sich z. T. ein enger Zusammenhang zwischen Epirogenese und Orogenese. So schreibt E. SCHRÖDER (1931) über das Ilfeld—Meisdorfer Becken, daß die saalische Faltung gleichsam das vollendete, was sich schon epirogen angebahnt hatte, indem sie im Kern der Saalesenke und im Bereich des Ilfeld—Meisdorfer Beckens tektonische Mulden, im östlichen Unterharz einen trennenden Sattel schuf.

Eine Parallele hierzu stellen nun offenbar auch die Verhältnisse im Mendener Gebiet dar. Wir haben im Innern des variszischen Gebirges die Erscheinung, daß im allgemeinen die epirogenen Einsenkungen erst 1—2 Formationsstufen nach der konsolidierenden Hauptfaltung beginnen. Es ist zu vermuten, daß entsprechende Verhältnisse im Mendener Gebiet vorliegen. Während in der Stefanzeit nach der asturischen Faltung lediglich eine starke Abtragung stattfand, begann im Rotliegenden die Absenkung des Mendener Gebietes und die Auffüllung mit grobem Abtragungsschutt des benachbarten Hochgebietes. Dabei blieb der Untergrund des Beckens leicht gewellt bzw. erfuhr verschieden starke Absenkung; unterschiedliche Mächtigkeiten bzw. Abtrennung eines kleinen Seitenbeckens waren die Folge. Die Längserstreckung der Mulde verläuft jedoch, wie bei den innervariszischen Senken, im Streichen des Gebirges.

Die Orogenese dürfte auch hier die epirogene Anlage gleichsam vollendet haben. Eine schwache Faltung ließ den Beckenkern zum Muldenkern werden. Ob es sich bei der Faltung, die die Mendener Schichten verformte, ebenfalls um die saalische Faltung handelt, kann dabei nicht gesagt werden. Irgendwelche Hinweise auf spätere Faltungsbewegungen fehlen jedoch in dem betrachteten Gebiet.

Zusammenfassung

Die roten Schichten von Menden (Mendener Konglomerat) können in drei petrographisch unterschiedene Horizonte gegliedert werden:

3. Hangender Konglomerathorizont	etwa	50 m
2. Horizont der vorherrschenden Letten	etwa	60 m
1. Hauptkonglomerathorizont	etwa	100 m

Hauptkonglomerathorizont und Hangender Konglomerathorizont unter-

cheiden sich durch ihren Geröllbestand. Das Geröllmaterial entstammt dem ;arbon-Devon-Gebiet des abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattels südwestlich on Menden. Als Hauptbestandteile treten auf: Massenkalk, Grauwacken des lözleeren bzw. der Lenneschieferzone, Quarzite des Flözleeren, Kieselkalke ıd Lydite des Kulm und untergeordnet Oberdevonkonglomerat der Seiler.

Den einzelnen Horizonten können auf Grund ihres Geröllmaterials verhiedene Hauptliefergebiete zugeordnet werden.

Es handelt sich um eine terrestrische Ablagerung. Episodisch fließende üsse mit starker Wasserführung (Gerölle bis zu 50 cm Längsdurchmesser) verıchteten das unter (semi)aridem Klima (Rotfärbung) verwitternde Material das nördlich gelegene Sedimentationsbecken. Die Anlage des Beckens erfolgte Streichen des variszischen Gebirges. Der ehemalige Sedimentationsraum ırfte über das heutige Verbreitungsgebiet der Mendener Schichten weiter ch NE hinausgereicht haben. Für ein nordwestlich des Hauptvorkommens ı Niederterrassenrand gelegenes kleines Vorkommen von Mendener Konglo- ɜrat wird eine eigene Beckenanlage angenommen.

Die Mendener Schichten liegen diskordant dem Flözleeren auf. Sie sind ıwach eingemuldet. Die Muldenachse verläuft in WSW—ENE-Richtung. Das ɔrkommen wird im Westen durch eine große Verwerfung begrenzt, sonst ·gen, entgegen der herrschenden Auffassung, normale Erosionsgrenzen vor. ine weitere große Querverwerfung durchzieht die Mitte des Gebietes. Das tliche und westliche Teilgebiet sind jeweils an den sie westlich begrenzenden erwerfungen abgesunken.

Eine Anzahl Fossilfunde konnte in den bisher für steril gehaltenen Schichten ·macht werden. Das Material läßt sich altersmäßig nicht einstufen, gibt jedoch inweise auf die Art der Ablagerung.

Zur Diskussion des Alters der Mendener Schichten werden Fossilfunde, ıgerungsverhältnisse und Sedimentationsverhältnisse herangezogen. Sie geben inweise auf ein Rotliegendalter der Schichten.

Schriften

RTLING, R.: Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. — Stuttgart, 2. Aufl. 1925.

N DECHEN, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. — Bonn 1884.

CHS, A.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Iserlohn. — Berlin 1911.

ITFELD, K. H.: Das Rotliegende und Flözleere der Gegend von Menden (Westf.). — Diss. Münster 1952.

HNE, F.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Neheim. — Berlin 1938.

UK, P.: Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. — Berlin 1938.

JSCH, P.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Menden. — Berlin 1911.

Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. — Jb. preuß. geol. L.-A., Berlin 1908.

HELAU, P., und PILGER, A.: Kleintektonische Fragen im Ruhr-Karbon. — Z. Dtsch. Geol. Ges. **100**, Hannover 1950.

RÖDER, E.: Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon und Rotliegend am östlichen Harzrand. — S.-Ber. preuß. geol. L.-A., H. 6, 1931.

LLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Berlin 1924.

Karten

Geologische Spezialkarte von Preußen, Blatt Iserlohn, Berlin 1911. — Geologische ·zialkarte von Preußen, Blatt Neheim, Berlin 1938. — Geologische Spezialkarte von ·ußen, Blatt Menden, Berlin 1911.

Das Gebiet der Hennetalsperre und die geologischen Vorarbeiten für deren Bau

Von K. H. HEITFELD (Meschede) & W. HENKE (Kiedrich)

Im Frühjahr 1949 wurde die Hennetalsperre bei Meschede abgelassen, weil sie wegen zu starker Unterläufigkeit ihren wasserwirtschaftlichen Wert verloren hatte. Da mit starken Auswaschungen im Untergrund der Mauer gerechnet werden mußte, beschloß man, die alte Sperrstelle aufzugeben und Vorarbeiten für eine neue Sperre im Hennegebiet durchzuführen. Zur Klärung der unbekannten geologischen Verhältnisse wurden daraufhin Untersuchungen vorgenommen, die die Unterlagen für den Bau der neuen Hennetalsperre lieferten. Außer den Oberflächenuntersuchungen wurden zur Feststellung der Untergrundverhältnisse an der alten Staumauer und zur Festlegung der neuen Sperrstelle etwa 40 Kernbohrungen bis zu einer Tiefe von 200 m mit insgesamt etwa 4000 Bohrmetern abgeteuft.

Bei den geologischen Arbeiten ist in den letzten Jahren ein umfangreiches Beobachtungsmaterial zusammengetragen worden, das für die praktischen Arbeiten ausgewertet wurde. Die wissenschaftliche Bearbeitung ist noch nicht abgeschlossen. Die Referenten werden die Ergebnisse nach Abschluß der Untersuchungen an der Hennetalsperre in einer zusammenfassenden Arbeit veröffentlichen.

Die Unterläufigkeit der alten Hennetalsperre beruhte auf dem Vorhandensein von kalkigen Schichten, die während der Stauzeit in immer stärkerem Maße ausgelaugt wurden. Am Aufbau des Untergrundes an der Sperrstelle sind Gesteine der Oberen Stringocephalenstufe des Oberen Mitteldevons beteiligt. Die Schichten konnten gegliedert werden in:

Obere Flinzschichten,
Keratophyrtuff 1,
Mittlere Flinzschichten,
Keratophyrtuffzone 2,
Untere Flinzschichten,
Keratophyr,
Grenzkalke,
Wallener Schiefer.

Von diesen Gesteinen zeigt der untere Teil der Oberen Flinzschichten den höchsten Kalkgehalt. Starke Auswaschungserscheinungen wurden beim Aushub für die Grundablässe in diesem Horizont festgestellt. Die Mittleren und Unteren Flinzschichten weisen einen nach unten abnehmenden Kalkgehalt auf. Entsprechend sinkt ihre Bedeutung für die Durchlässigkeit des Untergrundes.

Die Gesteine der Keratophyrtuffzonen 1 und 2 sind ebenfalls in mehr oder weniger starkem Maße kalkig. Der Kalkgehalt kann bis etwa 20% betragen. In der Umgebung von Klüften und Störungen wird der Kalk ausgelaugt, so daß ein poröses, wasserdurchlässiges Gestein entsteht. Auch in diesen Zonen besteht daher die Gefahr der Unterläufigkeit.

Der Keratophyr tritt im Untergrund der Sperrstelle linsenförmig auf, er kann örtlich bis etwa 18 m mächtig werden. Das Gestein ist kalkfrei und hat sich auch bei den Wasserdurchlässigkeitsprüfungen als relativ dicht erwiesen. Die Grenzkalke schieben sich als stärker kalkige Zonen zwischen Keratophyr und Wallener Schiefer ein. Die Mächtigkeit schwankt z. T. in Abhängigkeit vom ıuftreten des Keratophyrs zwischen etwa 4 m und 12 m.

Der Wallener Schiefer ist ein schwach kalkiger, sandfreier Tonschiefer und ildet als solcher den wasserstauenden Untergrund. Die Dichtungsmaßnahmen ır die neue Sperre müssen an den Wallener Schiefer anschließen, der im Untergrund der Staustelle in 70—120 m Tiefe erbohrt wurde.

Die genannten Schichten sind intensiv tektonisch verformt. Unter dem Tal egt die Schichtenfolge von den Oberen Flinzschichten bis zum Wallener chiefer in muldenförmiger Lagerung vor. Die Muldenachse streicht am östlichen 'alhang der Henne aus. In der Höhe des künftigen Stauspiegels wird der /allener Schiefer von einer Überschiebung abgeschnitten, an der die Newberrienhichten mindestens 250 m aufgeschoben sind.

Der Nordhang des Hennetales wird von dem flachen Nordflügel der Hennemulde gebildet. Nördlich davon schließt sich ein Sattel, der Hennesattel, an, er ebenfalls von einer größeren Überschiebung im Norden begleitet wird.

Im Kern der Hennemulde sind die Gesteine stärker tektonisch beansprucht. ie Wasserdurchlässigkeitsprüfungen in den Bohrungen ergaben hier in gröerer Tiefe noch höhere Verluste. Neben den beiden großen Überschiebungen urden eine Anzahl Querstörungen sowie mehrere im Schichtstreichen verufende Verwerfungen mit einem maximalen vertikalen Verschiebungsbetrag on 15 m festgestellt. Im gesamten Schichtenprofil treten dolomitisierte Zonen ıf, wobei die Dolomitisierung von den Querstörungen und Klüften auszugehen heint.

Im Bereich der Störungen ist das Gestein vielfach stärker verwittert und ısgelaugt. Zur Verhinderung der Wasserzirkulation aus der Sperre ins Unterasser ist eine sorgfältige Dichtung notwendig. Diese wird bis in eine Tiefe n 10—25 m durch eine wasserdichte Betonschürze, darunter durch Zementjektionen, vorgenommen.

EXKURSIONEN

anläßlich der 106. Hauptversammlung unserer Gesellschaft in Arnsberg i. W. vom 12. bis 19. September 1954

Eine geologische Übersichtskarte für das von den Exkursionen der Tagung besuchte Gebiet ist von A. EBERT, Krefeld, auf Grund der vorliegenden geologischen Blätter 1 : 25 000 und der noch unveröffentlichten Spezialaufnahmen zusammengestellt worden.

Von dieser im Maßstab 1 : 100 000 bearbeiteten Karte wurde den Exkursionsteilnehmern der Tagung eine Verkleinerung im Maßstab 1 : 200 000 in die Hand gegeben. Eine weitere Verkleinerung mit einigen inzwischen notwendig gewordenen Korrekturen wird den folgenden Exkursionsberichten in der Tafel 13 beigegeben (s. S. 426/427).

Exkursion in das Gebiet der mittleren Lenne (Bilstein-Grevenbrück-Meggen)

am 12. September 1954

Mit 4 Abbildungen

Führung und Bericht: A. PILGER, Krefeld

Die Exkursion begann in Bilstein im oberen Ems, den ältesten Schichten, die an diesem Tage gezeigt wurden. Am Ortsausgang, an der Straße nach Grevenbrück, steht in einem Steinbruch oberhalb der Straße der Bilsteiner Tuff mit reicher Fauna der Remscheider Schichten an, unter der hier besonders *Myalina bilsteinensis* bezeichnend ist (Abb. 1). Beschrieben wurden diese Schichten schon von FERD. RÖMER im vergangenen Jahrhundert, jedoch ist der alte Fundpunkt unterhalb der Burg heute nicht mehr vorhanden. Bei der Weiterfahrt wurden Cultrijugatus-Schichten, an der Straße mit flaserig-sandigen Partien schlecht aufgeschlossen, gequert. Stöppeler Tonschiefer in toniger wissenbacher Fazies mit Fauna, u. a. *Leda eifeliensis*, stehen hinter der Straßenkehre jenseits einer Brücke an (Abb. 1). Die Schichtung läßt sich an den Fossillagen deutlich von der gut ausgebildeten Schieferung unterscheiden.

Abgesehen von den sehr tonig ausgebildeten Stöppeler Tonschiefern ist das Untere Mitteldevon hier in rheinischer, sandiger Fazies vorhanden, wenngleich es noch nicht zur Entwicklung des kompakten Mühlenberg-Sandsteins des Bergischen Landes, als vielmehr zu sandigen Lagen in sandigen und tonigen Schiefern kommt. Dies läßt sich gut in einem Steinbruch links der Straße, wo die Sandlagen durch die Schieferung zu tektonischen Flasern wurden, sowie an durch Sandsteinbänke hervorgerufenen Geländerippen, die vom Berg zur Straße herunterziehen, erkennen.

Das obere Mitteldevon beginnt mit den Tentaculiten-Schiefern, die durch Spezialfältelung auf längere Erstreckung an der Straße aufgeschlossen sind. Sie bilden beiderseits der Straße, die sie querschlägig schneiden, eine deutliche morphologische Senke. Gleich hinter dem von rechts herunterkommenden Tal

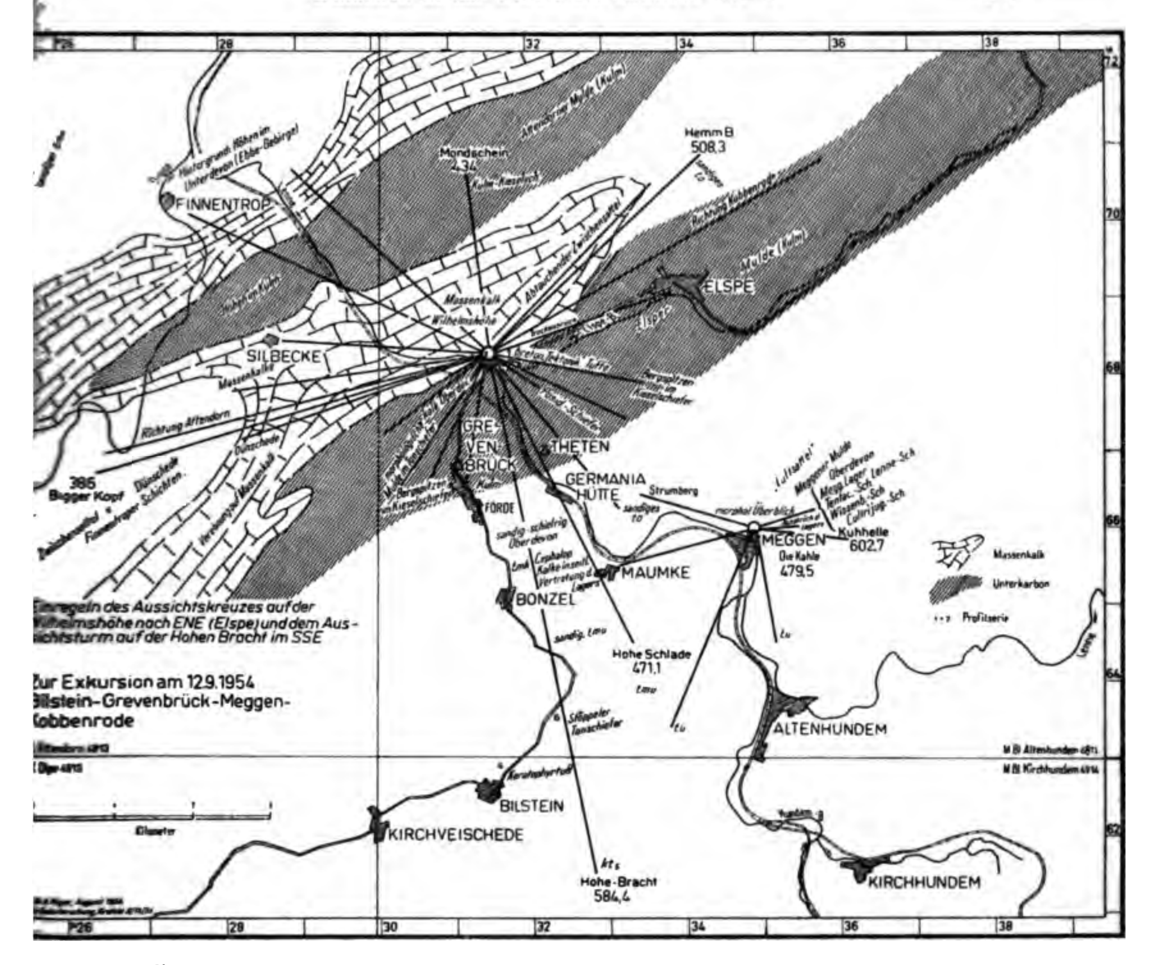


Abb. 1. Übersicht über das Exkursionsgebiet. Balkenstruktur: Massenkalk, schraffiert: Kulm. Wo Massenkalk und Kulm auf der Karte zusammentreffen, findet sich noch (hier nicht dargestellt) ein ganz schmaler Streifen des geringmächtigen Oberdevons in Schwellenfazies. Die beiden Rosen stellen die auf der Exkursion besuchten Aussichtsstellen dar (links: Wilhelmshöhe, rechts: Straße zum Sicilia-Schacht).

finden sich in ihnen reichlich Tentaculiten. Der Odershäuser Kalk im Hangenden ist heute hier nicht mehr aufgeschlossen. In einem rechts der Straße liegenden verwachsenen Steinbruch fand DENCKMANN (1903) seinerzeit die Fauna, die zur stratigraphischen Gliederung des Gebietes wesentlich beitrug.

Die folgende Partie des oberen Mitteldevons, der sog. Lenneschiefer der Meggener Bergleute (= mittlere Stringocephalen-Schichten), bildet infolge seiner zahlreichen Sandlagen wieder eine morphologische Höhe; über ihm liegen, östlich oberhalb von Bonzel in einem kleinen Steinbruch am Rehnert gut aufgeschlossen, die oberen Stringocephalen-Schichten. Sie bilden hier als nur 8 m mächtiger Schwellenkalk mit Schwefelkiesknollen die seitliche Vertretung des Meggener Lagers. Eine Bank mit „*Terebratula*" *pumilio* in ihrem oberen Teil konnte HENKE seinerzeit mit gleichen Funden im direkten Hangenden des Lagers bei Meggen parallelisieren.

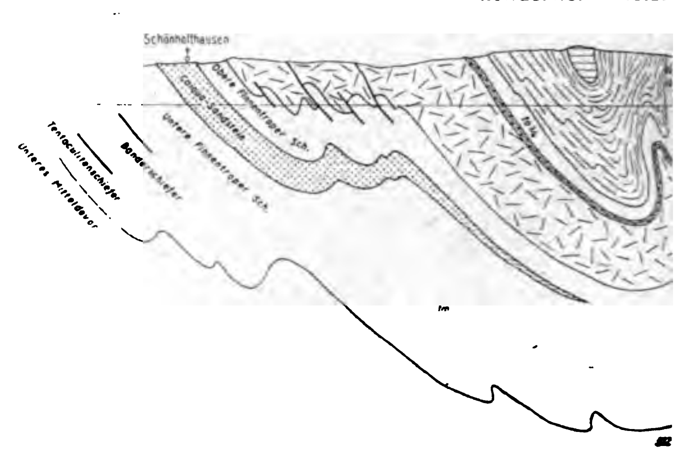


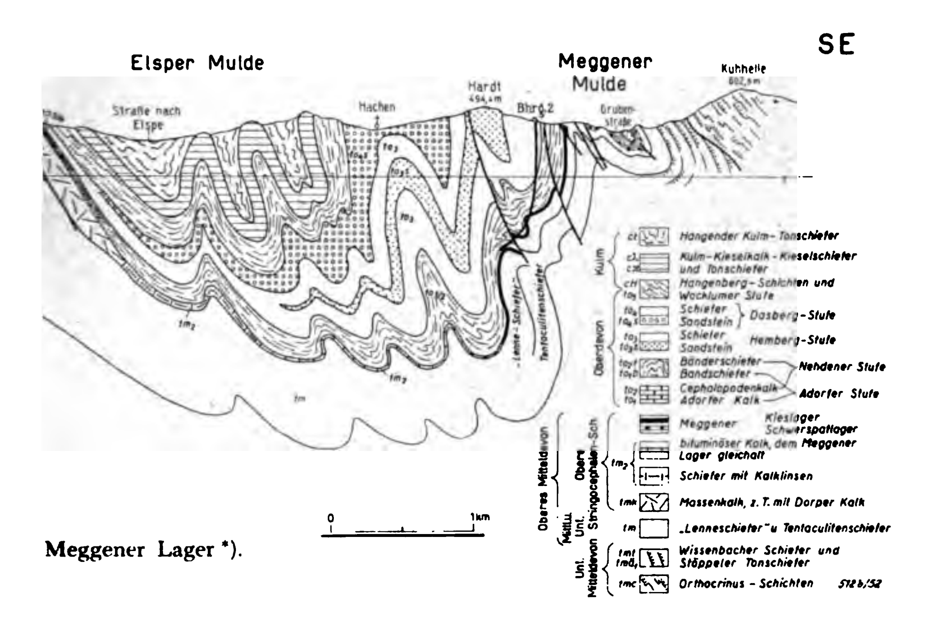
Abb. 2. Querprofil durch die Attendorn-Elsper-Doppel

Die Exkursion querte weiter das mächtige sandig-tonige Oberdevon *mit* roten Lagen südlich von Förde und dann (hier nicht aufgeschlossen) den Kulm im Kern der Elsper Mulde (Abb. 2).

Im Gegensatz zu der mehrere 100 Meter mächtigen sandig-tonigen Beckenfazies des Oberdevons am Südrande der Elsper-Mulde findet sich in Grevenbrück am Zwischensattel von Dünnschede Oberdevon in geringmächtiger, kalkiger Schwellenfazies. Im Steinbruch an der Pfefferburg stehen über Massenkalk 8 m knolliger Kalk der oberen Adorfer Stufe, 6,5 m schwarzer Nehdener Schiefer, z. T. noch mit Vertretern des Kellwasserkalkes, und etwa 60 m weiße und rote Knollenkalke und Kalkknotenschiefer des höheren Oberdevons an.

Von der Lennebrücke in Grevenbrück aus wurde die Wilhelmshöhe, aus Massenkalk bestehend und etwa 65 m über der Talsohle im Niveau der Oberterrasse gelegen, bestiegen. Von hier bietet sich ein großartiger Anblick des tektonischen Baues der Umgebung (Abb. 1). Das Streichen der Elsper Mulde ergibt sich aus den Höhenzügen der Kulmkieselkalke und -schiefer. Dahinter erhebt sich gegen Meggen der Strumberg aus sandigem Oberdevon. Im Hintergrund liegt die Hohe Bracht mit ihrem Aussichtsturm. Hier streicht der sog. obere Tuff im höchsten Unterdevon durch. Im NE erheben sich über dem eintauchenden Massenkalk die Höhen des sandigen Oberdevons. Im SW tauchen bei Dünnschede aus der eingeebneten Fläche des Massenkalkes im Sattelkern die sandigen Finnentroper Schichten als morphologische Höhe empor. Im NW erkennt man im Hintergrund die Höhen des Ebbe-Gebirges.

Die Entwicklung der Becken und Schwellen mit dem epirogenen Umschwung im oberen Adorf sowie die (schwache) bretonische Tektonik konnten durch Vergleich von Fazies und Mächtigkeit bei Meggen und Grevenbrück erläutert werden (Abb. 3). Eine extreme Schwellenfazies wurde im Steinbruch und im alten Bremsberg in Trockenbrück vorgeführt. A. Pilger und Fr. Schröder haben hier, worüber demnächst berichtet wird, je einen Geröllhorizont im höchsten Devon und im Kulm sowie an der Grenze Devon/Karbon Spilite und Tuffe gefunden, die für die Exkursionsteilnehmer durch Schürfe freigelegt waren. Die Aufschlüsse in Trockenbrück ließen außerdem die asturische Tektonik mit



Meggener Lager *).

pezialfältelung, deutlich entwickelter Schieferung und großen Scherflächen gut rkennen (Abb. 4).

Die Fahrt führte von Trockenbrück über Grevenbrück weiter nach Meggen. ei Germaniahütte wurden subaquatische Rutschungen in sandigem Oberdevon orgewiesen. Durch einen Vortrag in der Verwaltung der Sachtleben AG. in leggen wurden die geologischen und lagerstättenkundlichen Verhältnisse des leggener Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlagers dargelegt (vgl. Abb. 2).

Nach einem Imbiß im Verwaltungsgebäude konnte oberhalb des Sportatzes ein Aufschluß im ausstreichenden überkippten Südflügel des Meggener hwerspatlagers mit Lenneschiefer im stratigraphisch Liegenden und Lagerkalk d Oberdevon im Hangenden besucht werden. Von der Straßenkehre an der raße zum Sicilia-Schacht wurde die durch die Geologie bedingte Morphologie r Umgebung von Meggen erläutert (Abb. 1). Die Kuhhelle im SE besteht am pfel aus *Cultrijugatus*-Schichten. Ein Geländeknick zwischen steilerem und cherem Hang zeichnet eine Überschiebung von diesen auf steil überkippte issenbacher Schichten des unteren Mitteldevons. Eine Geländemulde mit iesen und Feldern am Fuße der Kuhhelle wird von den Tentaculitenhiefern eingenommen. Jenseits dieser, zum Beschauer hin, erhebt sich ein mit delholz bestandener Hügelzug, der von dem sandigen Lenneschiefer aufbaut wird. An der Ostseite des einer Querstörung folgenden Quertales macht h ein Anriß bemerkbar, der durch einen Stollen im Schwerspat am überpten Südflügel des Meggener Lagers hervorgerufen wird. Die Nordseite des igelzuges wird durch Tonschiefer mit Kalklagen der Adorfer Stufe gebildet, dem nach Meggen herunterführenden Tal liegt noch höheres Oberdevon. och hebt es sich auf der anderen Talseite unterhalb der Straße, auf der der schauer steht, wieder heraus. Denn hier wurde das Lager früher in Pingen

*) Klischee freundlichst zur Verfügung gestellt vom Amt für Bodenforschung, Hannover, s EHRENBERG, PILGER & F. SCHRÖDER: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von eggen (Westfalen). — Beih. Geol. Jb. 12, Hannover 1954.

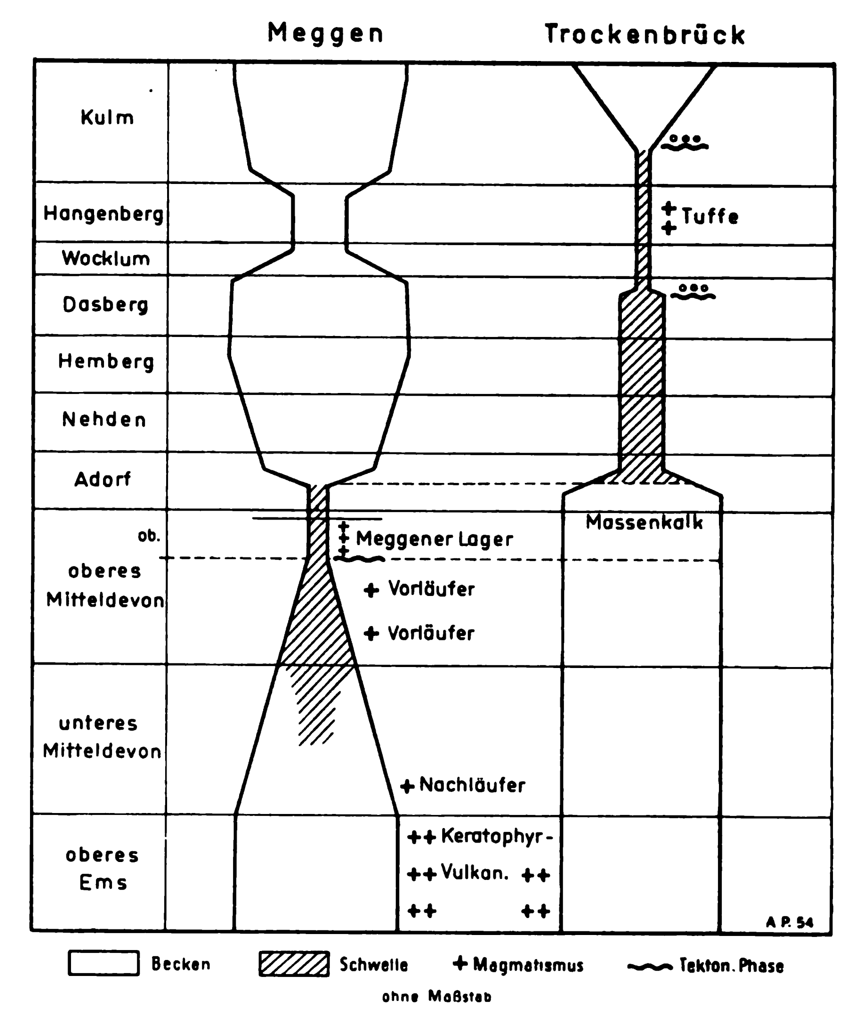
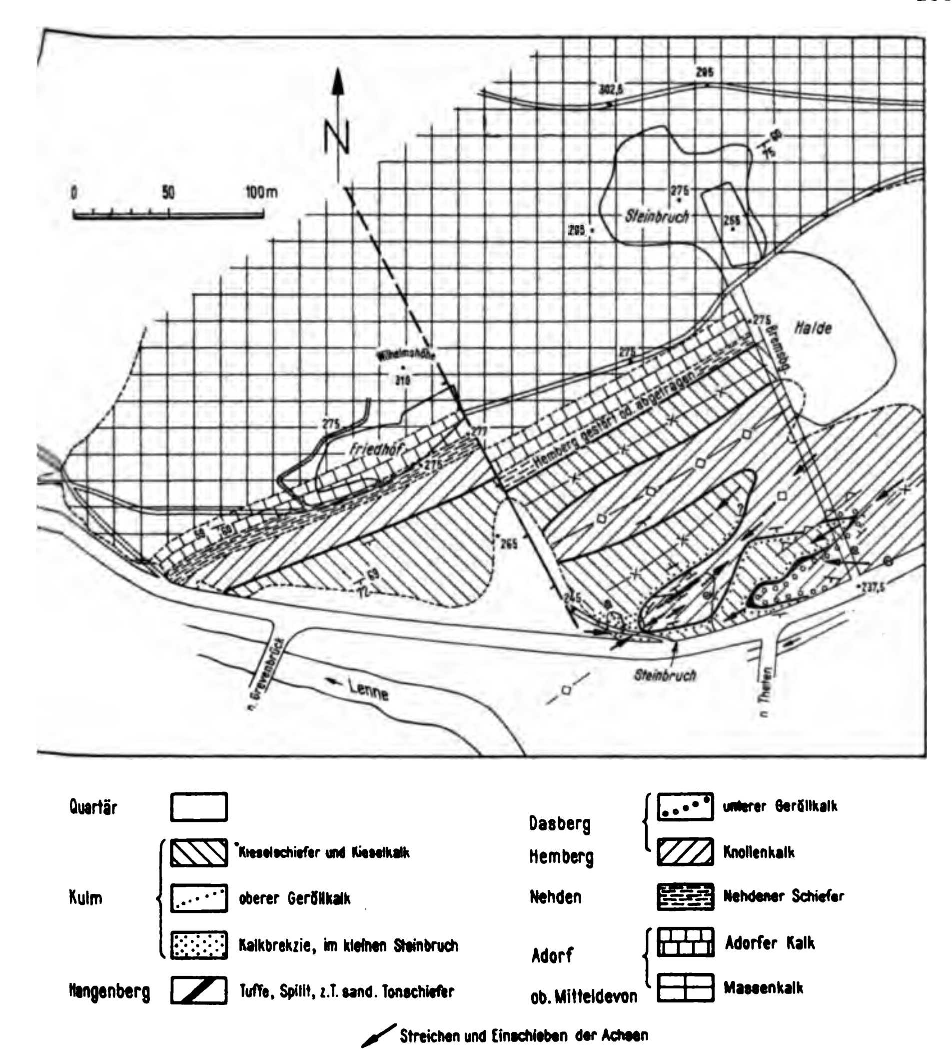


Abb. 3. Tektonisch-magmatisches Entwicklungsschema bei Meggen und Grevenbrück (Trockenbrück).

abgebaut. Sie sind heute hier verschüttet. Man erkennt aber in der nähere Umgebung häufig alte Tagebaue und Halden, an denen das spezialgefaltete und verschuppte Lager mehrfach zutage ausgestrichen ist. Der Beschauer steht an der Straßenkurve selber wieder in den mitteldevonischen Lenneschiefern, die das Liegende des Lagers bilden. Sie heben sich in Richtung auf den Sicilia-Schacht hin zu dem sog. Luftsattel empor, in dem das Lager zutage ausstreicht und erodiert wurde. Kurz vor dem Sicilia-Schacht fällt es steil überkippt wieder ein und sinkt, mehrfach verschuppt, in größere Teufe ab (Abb. 2). Ein Blick nach SW zeigt die untere und obere Mittelterrasse bei Maumke. Gleichfalls läßt sich dort wieder das morphologische Profil des eine Geländesenke bildenden Tentaculitenschiefers zwischen den Hügeln der sandigen Wissenbacher Schiefer und Lenneschiefer erkennen. Weiter nach Süden, in Richtung auf Altenhundem, wird das Gebirge durch verschiedene Stufen des Ems aufgebaut.



›. 4. Spezialkartierung im Massenkalk und Oberdevon in Schwellenfazies an der Wilhelms-
ıe und in Trockenbrück. Topographische Aufnahme: cand. geol. B. Höpfner und cand. geol. W. Noa, geologische Aufnahme: W. Noa und A. Pilger.

Durch das Entgegenkommen der Sachtleben AG. waren am Sicilia-Schacht ·ei Förderwagen mit Odershäuser Kalk, der bekanntlich z. Z. im Rheinischen ıiefergebirge außer im Meggener Grubengebäude fossilführend nicht mehr ſgeschlossen ist, zur Fossilentnahme bereitgestellt.

Am Spätnachmittag führte der Autobus die Exkursionsteilnehmer über Grenbrück und Elspe nach Kobbenrode. Hier erscheint in einem Steinbruch ein itzer Aufbruch von Mitteldevon im umliegenden Oberdevon. Schwarze Schiefer .t Kalkbänken vertreten das obere Mitteldevon. Darüber liegt im axialen Einıchen nach NE stark gefalteter Adorfer Kalk mit Goniatiten.

Die Rückfahrt ging über Grevenbrück und Bilstein nach Altenhundem, wo ː Exkursion endete.

Exkursionen Finnentrop — Balve — Arnsberg

am 13. und 14. September 1954

Führung und Bericht: HERM. SCHMIDT, Göttingen

a) Rönkhausen—Balve—Menden (am 13. 9.)

An den Kalksteinbrüchen der Elsper und der Attendorner Mulde vorbei ging die Fahrt nordwärts gegen den Ebbesattel. Am Südende von Finnentrop zeigte ein Wegausschnitt eine Reihe von Korallenbänken in den „oberen Finnentroper Schichten". Am Bahnhof Rönkhausen belegen die Bunten Ebbeschichten einen Kernteil des Ebbesattels, der ostwärts die Lenne nicht überschreitet. Am nordöstlichen Ausgang von Rönkhausen zeigt ein zum Eisenberg aufsteigender Weg außer anderen Fossillagen interessante Lebensspuren in den Heisdorfer Schichten (tuc der Karte): zwei Sandsteinbänke sind dicht durchsetzt mit den senkrechten Gängen von L e n n e a s c h m i d t i (KRÄUSEL & WEYLAND, 1934), von denen kleinere Gänge radial abzweigen. Von der Halde eines großen Steinbruchs in Mühlenbergschichten (mit Fauna) wird die Attendorn-Elsper Doppelmulde überblickt, der Aussichtsturm der Hohen Bracht erleichtert die Orientierung. Auf der Hochfläche bei Lenscheid führt ein Abstecher auf dem Sträßchen nach Wildewiese nach 800 m zu den Resten einer Blockstreuung von Rimmertkonglomerat. Die Konglomeratblöcke liegen in anmoorigem Boden und sind gebleicht.

Die Straße Lenscheid—Hagen—Allendorf bietet ein durch streichende Störungen verkürztes Profil durch den Nordflügel des Ebbesattels. Am Südausgang des Dorfes Hagen ist in natürlichen Klippen der Bilsteintuff (Kt_5) aufgeschlossen: Den Gipfel des Justenbergs bilden die Mühlenbergschichten, den des Denstenbergs die Finnentroper und den des Purrhagen die Nehdensandsteine. In den Finnentroper (Newberryen-) Schichten wurde der KLEINsche Steinbruch besucht, der außer verschiedenartigen Fossilbänken und Lebensspuren in dicken Bänken auffallende ? Sedifluktions-Erscheinungen („Badewannen") zeigte.

Die Nehdensandsteine sind hier nicht aufgeschlossen, die roten Kalkknotenschiefer der Hembergstufe sieht man an der von Allendorf direkt nach Plettenberg führenden Straße nahe der Gabelung.

Am Nordausgang von Allendorf liegt ein Steinbruch in dickbankigem Kohlenkalk. Zwischen Allendorf und Amecke liegt an der Straße ein Steinbruch in Kulm-Lyditen, der eine kleine S-förmige Spezialfalte zeigt und die Erscheinung, daß in den druckarmen Stellen dieser Falte die sonst nur dünnen Tonhäutchen zu dicken Klumpen aufgestaut sind.

Am Vorstau der Sorpesperre wurden konglomeratische Grauwackenbänke des Flözleeren (Arnsberger Schichten) besichtigt. Die Geröllführung ist auf den Südflügel der Sorpe- (= Lüdenscheider) Mulde beschränkt, die Schüttung kam also wohl von Südosten (wie bei den Kulm-Konglomeraten der Edertalsperre).

Bei der Weiterfahrt Amecke—Balve wurde ein Abstecher nach Käsberg—In den Dieken (Südrand von Bl. Balve) gemacht, wo mit Goniatiten ein sehr

ȝmächtiges Profil durch Kulmschiefer der Zonen Go_{α}, $_{\beta}$ und $_{\gamma}$ gezeigt wer-
:onnte. Über Mellen ging es zum Südfuß des Burgberges (= Steinbruch
dem Borke-Wehr = 1 km südlich Wocklumer Hammer), dem locus typicus
Vocklumer Schichten, der aber auch Gattendorfia-Kalk sowie Crinoiden- und
ılkalk von ? Erdbacher Alter enthält.
Nach einer Mittagspause in Balve wurde die Fauna des Schwelmer Kalks
teinbruch beim Bahnhof Sanssouci studiert, wo eine Wand auch eine mit
ıeschottern gefüllte ehemalige Höhle zeigt.
Die Oberdevonprofile bei Oberrödinghausen konnten nicht vorgeführt wer-
Im Mendener Museum wurde eine neue, sehr ansprechende Aufstellung
Heimat-Geologie von den Herren WEHRLI und DORTMANN gezeigt.
Der letzte Aufschluß dieser Exkursion war der Steinbruch im Mendener
ȝlomerat am Schwitterberg bei Menden. Das auffallende Überwiegen der
ıenkalk-Komponenten in seiner Beziehung zu semiariden Klimabedingungen
le besprochen.

b) Die Arnsberger Aufschlüsse (am 14. 9.)

Über den Zickzackweg vom Lüsenberg-Sattel herunter gelangt man zum
ruferweg. Diesen aufwärts: erheblich gefaltet, durch frühere Goniatitenfunde
hinreichend eingestuft, die Folge der unteren Arnsberger Schichten (2—5
Arnsberger Schichten i. S. von F. KÜHNE, 2—3 Arnsbergium i. S. von R. G. S.
SON):

1. Schiefer mit *Eumorphoceras pseudobilingue* (E_1) und Fucoiden,
2. vorwiegend Schiefer, darin: a) erste Grauwacken und ein Kieselschieferbänkchen mit *Eumorphoceras bisulcatum*, b) Sf. mit *Cravenoceras edalense* (c fehlt hier) —, d) Sf. mit Toneisensteinen, *Cravenoceras cowlingense* (über dem SCHENKschen Stollen).
3. Grauwacken und Schiefer im Bereich der Sättel 5—12. Leitschicht ein schlecht geschichteter Sandschiefer (1—2 m) mit *Cravenoceratoides stellarum*. — *Nuculoceras nuculum* am Ende des Aufschlusses.
4. Am Ruhrstau 700 m südöstlich in kompakteren Grauwacken ist *Homoceras beyrichianum* nachgewiesen, 5. bei Neheim *Reticuloceras inconstans*.

Die meisten Faltenachsen fallen mit etwa 45° nach ENE, nur wenige liegen
— unter dem Arnsberger Kurhotel ist Achsenfallen nach WSW zu beob-
ın.
Die Kulm-Plattenkalke beim Arnsberger Bahnhof (der Rückweg führte dort
ei) sind nicht frei von Spezialfaltung.
Schöne Faltenbilder in Kulm-Plattenkalken sind auf beiden Seiten des
berger Schloßbergs aufgeschlossen. Das an die Tagungsteilnehmer aus-
bene Profil (s. Tafel 12) zeigt das Gesamtbild nach den Aufnahmen von
RAEMER. Danach ist die Faltendichte geringer als in dem oben beschriebenen
chluß der Arnsberger Schichten, sie beträgt hier 9, dort 12 Sättel auf
m Querschlag.

Exkursion in das Oberdevon, Unter- und Oberkarbon des Remscheid-Altena-Arnsberger Sattels und der Lüdenscheider Mulde bei Arnsberg in Westfalen

am 13. September 1954

Mit 1 Tafel

Führung und Bericht: F. KÜHNE, Hannover

1. Aufgaben der Exkursion

Neben der Stratigraphie des Oberdevons, Unterkarbons und des tieferen Oberkarbons (Namurs) sollte mit dieser Exkursion vor allem die verschiedenartige Ausbildung dieser Schichten am Remscheid—Altena—Arnsberger Sattel (im folgenden kurz nur Remscheider Sattel genannt) und der Lüdenscheider Mulde behandelt werden.

Während das Oberdevon am Nordflügel des Remscheider Sattels auf Blatt Balve in kalkiger Cephalopodenfazies entwickelt ist, finden wir dieses am Südflügel der Lüdenscheider Mulde in schiefrig-sandiger Fazies wieder. Mit der Verschiedenheit des zur Sedimentation gelangten Materials geht Hand in Hand die Verschiedenheit der Mächtigkeit der Profile. Die kalkige Fazies ist geringmächtig (Schwellenfazies HERMANN SCHMIDTS 1925). der die großen Mächtigkeiten in der sandig-schiefrigen Fazies (Muldenfazies) gegenüberstehen.

Starke fazielle Unterschiede im Unterkarbonprofil treten im Exkursionsgebiet vor allem durch die Plattenkalke am Remscheider Sattel und die Kohlenkalke am Südflügel der Lüdenscheider Mulde in Erscheinung. Der Kohlenkalk gehört in die *Pericyclus*- und der Plattenkalk in die *Glyphioceras*-Stufe des Unterkarbons (Taf. 12, Bild a). Faziell ist der Kohlenkalk vom Plattenkalk dadurch unterschieden, daß der Kohlenkalk ein dickbankiger Kalk mit nur geringmächtigen schiefrigen Zwischenlagen ist, während der Plattenkalk eine Wechsellagerung von Schiefern und dünnbankigen Kalken darstellt.

Die verschiedenartigen Ausbildungen der Schichten an der Unterkarbon-Oberkarbongrenze bestehen darin, daß am Nordflügel des Remscheider Sattels der allmähliche Übergang der rein tonigen Sedimente in die klastischen der Grauwacken fehlt, und über Schiefertonen unmittelbar mächtigere Grauwackenbänke folgen, während am Südflügel des gleichen Sattels die Tonschiefer zunächst rauher werden und sich dann erst dünnbankige Grauwacken einstellen. Dafür folgen höher im Profil konglomeratische Grauwacken, die am Nordflügel vollständig fehlen.

Ferner wird auf der Exkursion besonders auf die Abhängigkeit der Morphologie von der Widerstandsfähigkeit der zu Tage ausstreichenden Schichten und der Abhängigkeit der Nutzbarmachung des Bodens vom geologischen Untergrund und der hiermit im Zusammenhang stehenden Besiedlung eingegangen.

2. Exkursionsweg

Die Exkursion begann um 8 Uhr mit Treffpunkt auf dem Neuen Markt in Arnsberg und führte über Wennigloh—Müschede—Herdringen—Estinghausen—Enkhausen—Perlmühle zur Sorpetalsperre. Hier wurde im Rasthaus Sorpetalsperre des Ruhrtalsperrenvereins nach vorausgegangener Führung durch den Sperrdamm und die sonstigen Anlagen der Talsperre, die Herr SCHLECHT vom Ruhrtalsperrenverein freundlicherweise übernommen hatte, eine Mittagsrast genacht. Der Exkursionsweg verlief dann weiter entlang des Westufers der Sorpealsperre über Amecke—Seidfeld—Nieder Röhre—Ober Röhre—Recklinghausen bis zur Endorfer Mühle. Hiermit war der südlichste Punkt der Exkursion erreicht. Der Rückweg führte zunächst bis Ober Röhre, dann weiter nach Selchede—Westenfeld—Hellefeld—Herblinghausen (mit einem Abstecher von P. 370 in Richtung auf Visbeck)—Olpe—Freienohl—Rumbeck zurück nach Arnsberg, wo die Exkursion um 19 Uhr endete.

3. Beschreibung der besuchten Aufschlüsse

Ein Blick von der Ruhrbrücke, südlich des westlichen Tunnelausganges, owie verschiedene Durchblicke durch die östliche Häuserreihe der Jägerstraße uf die Westseite des Schloßberges und Steinbrüche an der Westseite dieser itraße zeigen die Faltung des Kulmplattenkalkes (Taf. 12, Bild c). Nach der Fahrt durch das landschaftlich reizvolle Seufzer-Tal wird von dem ersten Haus les Ortes Wennigloh aus ein morphologischer Überblick gegeben. Die Höhen ler Osterfelds-Köpfe, des Eisen-, Kreuzberges, der Alten Burg, der Altstadt, des Schloß- und Lüsenberges werden vom Kulmplattenkalk gebildet. Hieran schließt ich nach Südosten eine Senke mit Tonschiefern an, die zum überwiegenden Teil bereits zum Namur auf Grund der in ihnen gefundenen Goniatiten-Fauna Eumorphoceraten) gehören. In dem Höhenrücken weiter nach Südosten — mit len Punkten 337, Alter-Berg und Eichholz, etwa beginnend mit der Höhe, auf ler die Klosterkirche und das Kurhotel in Arnsberg liegen — streichen die tiefsten Grauwackenbänke des Namurs aus. Die Grenze Unter-/Oberkarbon liegt m Talzuge und ist dort, wo Fossilfundpunkte sie nicht festlegen, bei der eologischen Kartierung nicht zu fassen. Im Vergleich zu der breiten Talsenke m Südflügel der Lüdenscheider-Mulde ist dieses Schieferband an den Flügeln es Remscheider Sattels sehr schmal. An der südlichen Straßenseite und hinter em Haus gegenüber der Gastwirtschaft stehen die schwarzen, milden Tonchiefer mit Toneisensteinbänkchen von einigen cm Mächtigkeit an. Fossilien nd in diesen Schichten am Südhang des Eisenberges zu finden.

Von Wennigloh aus geht die Fahrt querschlägig zum Streichen der Schichten nordwestlicher Richtung durch den unmittelbar nordöstlich von Arnsberg ntertauchenden Remscheider Sattel. Im Sattelkern liegt hier unter dem Plattenalk der Horizont der Kieselkalke.

Im Steinbruch Müschede, dem nächsten Haltepunkt der Exkursion, sehen ir uns die Entwicklung des Plattenkalkes näher an, nachdem auf der Fahrt orthin kurz vorher auf zwei übereinander gelegene Terrassenstufen am östchen Hang des Röhrtales gegenüber vom Sophienhammer und im Ort Müschede ingewiesen wurde. Im Plattenkalk ist der äußerst häufige Wechsel von bis öchstens 40 cm mächtigen Kalkbänken und Tonschiefern besonders beachtensvert. Dies steht im Gegensatz zum Kohlenkalk des Südflügels der Lüdenscheider Iulde. Die Kalke sind dicht, im frischen Zustand nach Bitumen riechend und unkel gefärbt. Nach längerem Liegen an der Luft verlieren sie den Bitumen-

geruch und die dunkle Farbe. Der Kalk wird grau. Stratigraphisch umfaßt d Plattenkalk die Zonen III α—γ. Aus 3—4 m mächtigen Schiefern im liegenden Teil des III β stammt die von DOBBRICK gefundene und von GOTHAN (1929 bis 1941) beschriebene Unterkarbonflora. Der Betriebsführer des den Ruhr-Lippe-Kleinbahnen gehörenden Steinbruches, Herr WAGNER, gibt einen kurzen Überblick über die Verwendung der Steine zu Uferbefestigungen und ähnlichen Bauwerken, während für die tief schwarzen splittrigen *Actinopteria*-Schiefer aus dem III β besonders die Kunststeinindustrie Käufer ist.

Auf der Weiterfahrt über Herdingen wird vor diesem Ort auf die Ruhrterrassen, von denen westlich der Röhr in derem Mündungsgebiet in das Ruhrtal die Untere Mittelterrasse auf längere Strecke überquert wird, aufmerksam gemacht. Der Ort Herdingen liegt auf den Tonschiefern zwischen den Höhen des Plattenkalkes und dem ersten Grauwackenrücken des Namurs, auf dem der Schützenplatz des Ortes angelegt ist.

Die rein kalkige Fazies des Oberdevons ist auf den Nordflügel des Remscheider Sattels beschränkt. Sie ist besonders schön in den Profilen bei Ober-Rödinghausen und am Südhang des Asbeck-Tales am Beul zu beobachten. Am Südflügel des Remscheider Sattels und der Lüdenscheider Mulde finden wir die schiefrige Ausbildung. Auf der Fahrt nach Estinghausen wurden am Westhang des Effenberges an der Wegeböschung etwa 750 m vor dem Wegeknie nach Ainghausen Knollenkalke in den Nehdener Schichten besichtigt. Dieser Punkt bietet mit Blickrichtung nach SW ein sehr charakteristisches Bild der Landschaftsentwicklung und Bodennutzung. Der Plattenkalk nordwestlich Estinghausen und der Massenkalk zwischen Beckum—Ober-Rödinghausen sind landwirtschaftlich, das Oberdevongebiet zwischen Hövel—Eisborn, der Balver Wald, in denen die Honseler Schichten des Mitteldevons die höchsten Höhen bilden, forstwirtschaftlich genutzt.

Bevor wir zum Damm der Sorpetalsperre gelangen, wird noch ein sehr schöner Aufschluß in den Arnsberger Schichten des tieferen Namurs besucht. der sich über 250 m Länge an der nördlichen Straßenseite am Südhang des Rohnscheid hinzieht, und in dem Grauwackenbänke gegenüber den Grauwackenschiefern und milderen dunkelgrauen Tonschiefern oder Schiefertonen vorherrschen. Solche Schichtenpakete bilden in den Arnsberger Schichten des Namurs Rücken im Gelände, die kartographisch erfaßt werden können.

Im weiteren Verlauf der Exkursion wurde die Entwicklung des Oberdevons. Unterkarbons und Namurs am Südflügel der Lüdenscheider Mulde behandelt.

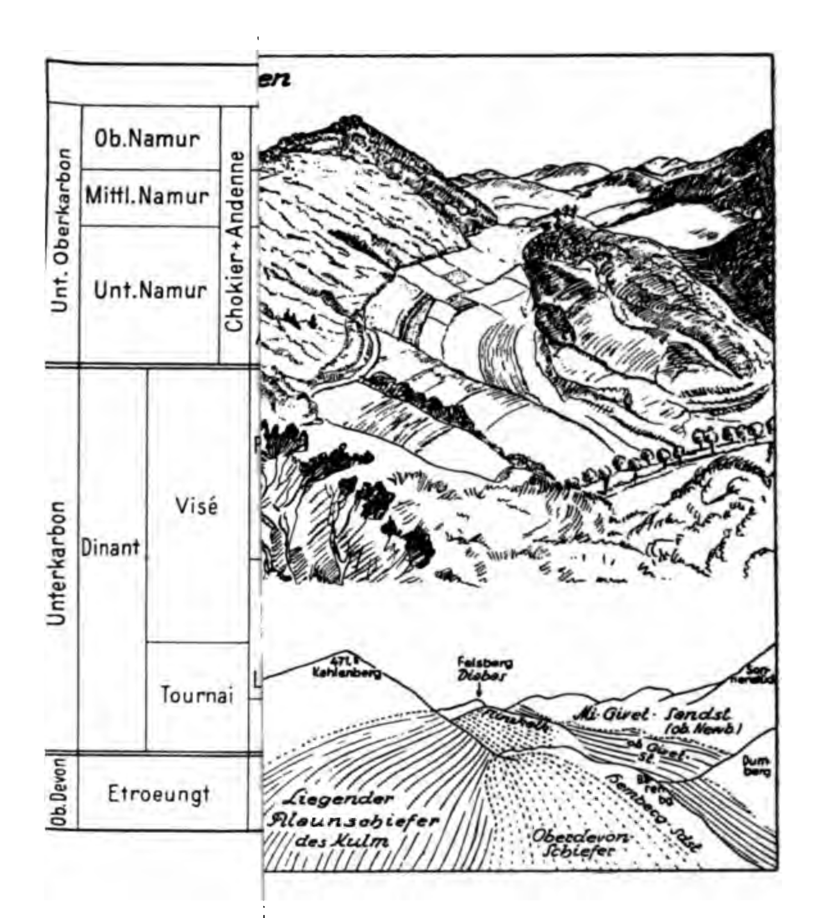
Zunächst wurden die konglomeratischen Grauwacken, die am Remscheider Sattel fehlen, an der östlichen Wegeböschung zwischen dem Vorstau und der Julianenhütte nördlich Amecke aufgesucht. Die Größe der Gerölle überschreitet nur selten die einer Walnuß. Gangquarze herrschen vor. Daneben treten aber auch schwarze Lydite häufiger auf, die wahrscheinlich aus dem tieferen Unterkarbon eines im Süden auftauchenden Abtragungsgebietes stammen.

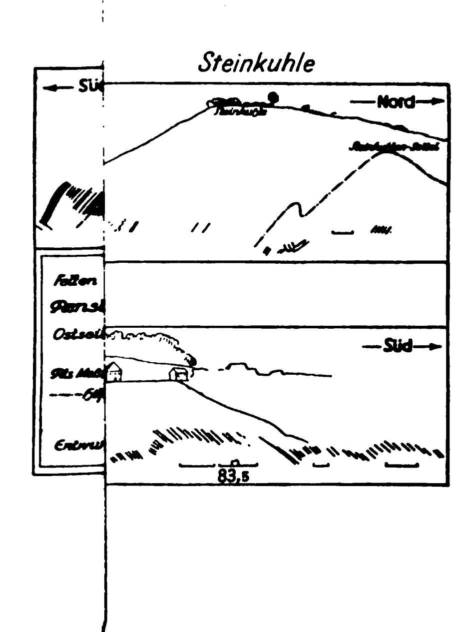
Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 12

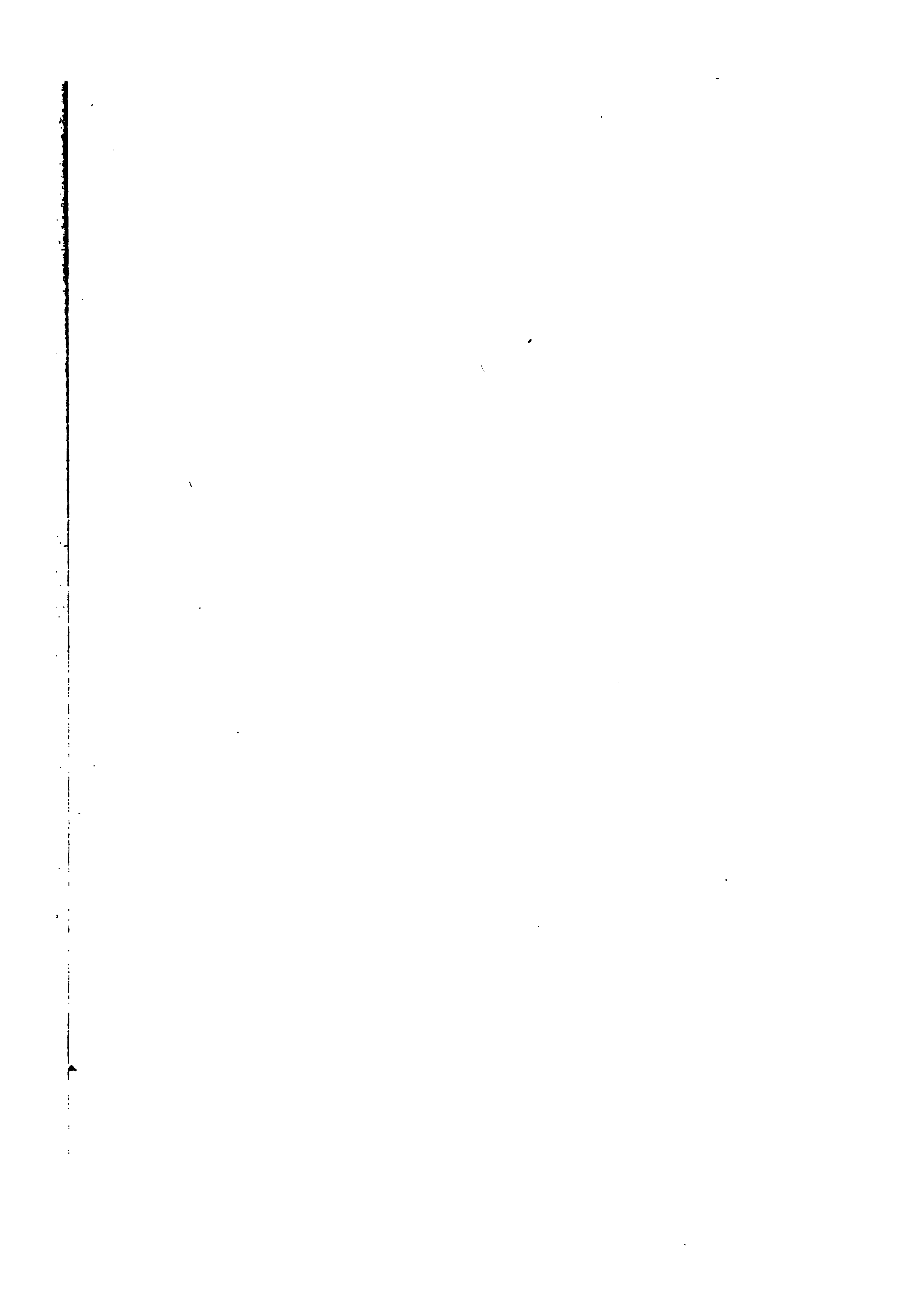
b Blick vom Gräfenberg bei Sundern nach Osten, gez. v. Ad. KRAEMER, Arnsberg 1935.
c Falten im Kulmplattenkalk des Arnsberger Schloßberges (Ad. KRAEMER, 1935).

oben: Ostseite.
unten: Westseite.
—.—: Hilfskurven, nicht in gleicher Lage.

Maßstab: Straßenkilometer 82,9, 83 siehe unten.


Ob.Namur
Mittl.Namur
Unt.Namur
Unt. Oberkarbon
Chokier+Andenne
Unterkarbon
Dinant
Visé
Tournai
Ob.Devon
Etroeungt
Kahlenberg
Felsberg
Diabas
Ob.Namb
Liegender
Alaunschiefer
des Kulm
Oberdevon-
Schiefer


Steinkuhle
Nord
Süd
83,5



Von dem Wegeknick am Nordausgang des Ortes Seidfeld (Straße nach ıdern) wurde ein morphologischer Überblick in Richtung ONO gegeben (siehe rzu das von Herrn KRAEMER, Arnsberg, gezeichnete Landschaftsbild, Taf. 12, l b). Von den Schichten des Mitteldevons bilden auf Bl. Arnsberg-Süd die vberriensandsteine die höchsten Höhen mit dem Düm-Berg, dem Großen nenstück, Almenscheid und der Burg, die bis fast 590 m aufragen. Im Ober- ɔn sind die wulstigen Kalksandsteinbänke im Rols-Berg südlich Recklinghausen, ı Bären-Berg östlich des Röhrtales, dem Rocken-Berg zwischen Altenhellefeld Hellefeld und den Höhen westlich Visbeck Rücken bildend. Als nächster W—ONO streichender Höhenzug schließen sich die Kulmlydite mit dem len-Berg, der Hardt, dem Sau- und Kehl-Berg an. Als letzter schmaler Höhen- en ist der durch den Kohlenkalk gebildete bis Hellefeld deutlich zu verfolgen. an schließt sich die breite Senke mit Schiefern des oberen Unter- und tie- n Ober-Karbons an, in welcher die Orte Westenfeld—Hellefeld—Herbling- sen liegen. Die hierauf folgenden bewaldeten Höhenzüge werden von den sberger Schichten des tieferen Namurs gebildet. In landwirtschaftlicher Nut- g und besiedelt sind nur die Schiefer des Oberdevons und Unterkarbons, ; andere ist bewaldet und frei von Ortschaften. Durch das Vor- und Zurück- ngen der Rücken werden die Querstörungen in diesem morphologischen le besonders schön kenntlich.

Von den vielen, z. T. sehr schönen Aufschlüssen im Kohlenkalk, z. B. am nmberg, wird der unmittelbar westlich der Straße bei Ober Röhre gelegene ße Bruch besucht, in dem die Massigkeit des Kohlenkalkes gegenüber der ken Wechsellagerung von Kalk und Schiefer des Plattenkalkes besonders gut Erscheinung tritt. Abgesehen von der andersartigen Entwicklung liegt diese ksedimentation im Unterkarbon tiefer im Profil als der Plattenkalk des Rem- ·ider Sattels. Im Hangenden der geschlossenen Kalkserie folgen noch einmal ichten, die die Entwicklung der Kieselkalke zeigen. Erst in derem hangend- ı Teil tritt die *crenistria*-Bank des tiefen III α auf, so daß der Kohlenkalk, Gegensatz zum Plattenkalk, der die ganze Stufe III α—γ umfaßt, in die fe II zu stellen ist. In dem Aufschluß sind auch kleine Höhlen im Kalk zu bachten, die sich im Plattenkalk niemals bilden könnten.

Als Beispiel für die schiefrige Fazies des Oberdevons wurde das Profil zwi- ·n Endorfer Mühle und S. M. Recklinghausen am östlichen Talhang der Röhr utert. Die schiefrigen Hemberg-Schichten mit den wulstigen Kalksandstein- ken sind besonders gut aufgeschlossen. Ein sehr schöner Aufschluß im *Spar- ophyllum*-Kalk wird mit besucht. Der Kalk ist massig und rein organogener stehung. Die beginnende Kalkriffbildung wird hier durch die folgende tonige imentation des Flinzes zum Ersticken gebracht. Der Kalk wurde früher in n noch heute dort stehenden Kalkofen gebrannt.

Der letzte besuchte Aufschluß dieser Exkursion zeigt stark verwitterte selkalke im Liegenden des Kohlenkalkes. Er liegt an der Straße, die von ıkt 370 zwischen Hellefeld und Herblinghausen nach Visbeck führt, etwa km von dem genannten Punkt entfernt.

Die Rückfahrt nach Arnsberg ging über Olpe—Freienohl—Öventrop—Rum- k quer durch die Lüdenscheider Mulde, in der hier die Arnsberger Schichten Namurs liegen. Auf die in den Grauwackenpartien liegenden Aufschlüsse am ınhof Freienohl, nördlich der S. M. Rümmecke, an der Ruhrbrücke westlich ·ntrop, und an dem Weg, der nach Überquerung der Ruhrbrücke bei P. 203 h SE entlang der Eisenbahn führt, wurde besonders hingewiesen. Von der ıße im Ort Rumbeck aus sind sämtliche Ruhrterrassen (Untere—Obere—Mit-

telterrasse, Hauptterrasse und Drüfelterrasse) sowie die in der heutigen Talaue gelegene besonders gut zu beobachten.

Die Exkursion endete um 19 Uhr in Arnsberg.

Schriften[1])

GOTHAN, W.: Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1929—1941.

SCHMIDT, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 77, B, S. 226—234, Berlin 1925.

— Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgegend von Arnsberg in Westfalen. — Jb. Preuß. G. L.-A., 54, S. 440—461, Berlin 1933.

— Nach Goniatiten gegliederte Profile im sauerländischen Kulm. — Decheniana, 101, AB, Bonn 1942.

Karten

KÜHNE, F., & PAECKELMANN, W., & WUNSTORF, W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Bltr. Arnsberg-Nord, Arnsberg-Süd, Neheim, Balve mit Erläuterungen, Lfg. 349.

[1]) Weitere Schriften siehe in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1 : 25 000, Lfg. 349.

Exkursion in das Unterkarbon, Namur und Cenoman an der Möhne

am 16. September 1954

Führung und Bericht: F. KÜHNE, Hannover

Die Exkursion am Nachmittag des 16. September sollte die Teilnehmer der ıng zu einem geselligen Zusammensein im größeren Kreis vereinen. Der ṛtalsperrenverein hatte die Deutsche Geologische Gesellschaft zum Abend :s Tages in das ihm gehörende „Haus Delecke", einer in herrlichster Land- :t gelegenen Stätte am Nordufer der Möhnetalsperre, gebeten. Die Fahrt ıin wurde mit einer Exkursion verbunden.

Außer Unterkarbon des Remscheider Sattels sollte den Teilnehmern die vicklung des Namurs und seine Gliederung in die Arnsberger- und Hagener :hten, ein guter Fossilfundpunkt im Namur, die Entwicklung der Oberkreide ihre diskordante Auflagerung auf das Schiefergebirge nördlich der Möhne e die Ruhrterrassen bei Neheim—Hüsten vorgeführt werden. Dieser Ge- earbeit sollte vor dem gastlichen Empfang im „Haus Delecke" noch eine :htigung des Marmorwerkes Allagen, welches seit mehreren Generationen ɩesitze der Familie DASSEL ist, angeschlossen werden. Leider konnte wegen zum Teil wolkenbruchartigen Regens nur ein Teil des Beabsichtigten zur :hführung gelangen.

2. E x k u r s i o n s w e g

In einer langen Autokolonne setzte sich um 14 Uhr vom Neuen Markt in berg eine große Teilnehmerzahl in Marsch. Die Fahrt ging im Seufzertal 'ärts über Wennigloh zum Steinbruch Müschede, in dem der Kulmplatten- gezeigt wurde (siehe hierzu auch Exkursion am 13. 9., die bis zu diesem :t den gleichen Weg führte, S. 413).

Von hier aus ging die Fahrt weiter durch Hüsten und kurz vor dem Bahn- gang nach Neheim, nach Südwesten abbiegend, zu dem Ortsteil von :en, in dem die evangelische Schule liegt, um von der Unteren Mittel- sse aus einen Überblick über die Ruhrterrassen (Untere und Obere Mittel- Hauptterrasse) zu geben. Dichter Regen verhinderte leider jegliche Sicht. ı der Fossilfundpunkt am Westhang des Müggenberges, dessen Fauna :HMIDT beschrieben hat (1933, S. 453), konnte nur in strömendem Regen be- igt werden. Von Neheim aus nordwärts wurde kurz vor Höingen die Ober- le erreicht, die hier wie eine Tafel dem Schiefergebirge aufliegt. Südlich Straße von Höingen nach Nieder Ense wurde ein sehr schöner Aufschluß vor dem Ort im Cenomanpläner, der stark geklüftet ist, besucht.

Südlich des Riesenberges gegenüber des durch die Sturzflut der Möhne einem Fliegerangriff auf die Sperrmauer während des Krieges zerstörten s Himmelpforten stehen die Hagener Schichten, die sich petrographisch ı ihre starke Glimmerführung von den Arnsberger Schichten sehr gut unter- den lassen, an. Diese Schichten gehören nach den hier sowohl wie bei

Drüggelte gefundenen Reticuloceraten bereits zur Reticuloceras-Stufe des Namurs. Die Arnsberger Schichten sollten in sehr schönen Aufschlüssen an der Straße südlich des Renn-Weges am Nordhang des Heve-Armes des Stausees westlich P. 266,1 gezeigt werden. Starker Regen verhinderte sowohl ein Aussteigen bei Himmelpforten wie auch eine Fahrt zur Heve.

Unmittelbar unterhalb des Hofes SCHULTE-DRÜGGELTE in Drüggelte konnten wenigstens an der östlichen Straßenböschung die Basisschichten des Cenomans, die hier stark sandig glaukonitisch sind und söhlig über steilstehendem Namur liegen, gezeigt werden. Es war beabsichtigt, durch Aufschürfen diese Diskordanz noch klarer in Erscheinung treten zu lassen. Die hierzu Beauftragten hatten es jedoch nicht für möglich gehalten, daß bei diesem echt Sauerländer Regen die Exkursion stattfinden würde und hatten daher den Schurf nicht ausgeführt.

Im Trockenen konnten dann wenigstens die beiden letzten Punkte der Exkursion erledigt werden, welche die Teilnehmer in jeder Hinsicht für all das vorher erlittene Mißgeschick entschädigten.

In Allagen konnte nach Wunsch der einzelnen Teilnehmer entweder das Hartsteinwerk, in dem im wesentlichen Eruptivgesteine (Granite, Porphyre usw.) aus aller Herren Länder geschnitten und zu schön polierten Platten verarbeitet werden, oder das Weichsteinwerk (Kalke und Marmor) besichtigt werden. Herr DASSEL hatte für jede Gruppe Fachkräfte zur Führung bereitgestellt. Auch wurde in großzügiger Weise jedem Teilnehmer gestattet, sich Musterstücke der geschnittenen und polierten Platten mitzunehmen.

Nach einem recht fröhlichen Beisammensein im „Haus Delecke“ wurde in später Nachtstunde die Rückfahrt nach Arnsberg angetreten.

Schriften

SCHMIDT, H.: Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgegend von Arnsberg in Westfalen. — Jb. Preuß. G. L.-A., 54, S. 440—461, Berlin 1933.

Karten

KÜHNE, F., & PAECKELMANN, W., & WUNSTORF, W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. — Lfg. 349, Bl. Arnsberg-Nord, Bl. Arnsberg-Süd, Bl. Neheim, Bl. Balve (mit Erläuterungen), Berlin (Preuß. Geol. L.-A.) 1938.

Exkursion zu den Sätteln von Warstein und Brilon

am 17. und 18. September 1954

Führung und Bericht *): F. KÜHNE, z. T. auch H. VENZLAFF, Hannover

a) Warsteiner Sattel (17. 9.)

Die Exkursion am 17. September galt in erster Linie dem Bau des War-
ıer Sattels und den Fragen der tektonischen Bewegungen an der Devon/Kar-
-Grenze, die in der Literatur mehrfach behandelt sind (H. SCHMIDT 1920,
PAECKELMANN und G. RICHTER-BERNBURG 1937). Ferner sollten die hydrogeo-
schen Verhältnisse und die Verkieselungen des Massenkalkgebietes besonders
andelt werden. Daneben bot sie Gelegenheit, die Entwicklung des Ober-
ons, Unter- und Oberkarbons sowie des Cenomans von Rüthen am Nordrand
Schiefergebirges zu studieren.

2. Exkursionsweg

Von Arnsberg aus begann mit Treffpunkt Neuer Markt um 8 Uhr die Fahrt
ächst in Richtung Norden (Straße nach Breitenbruch), um etwa 1 km nord-
ich des Grünen Hauses einen Überblick über die geologischen Verhältnisse
näheren Umgebung der Stadt Arnsberg geben zu können. Die Straße ver-
t hier in der Tonschiefersenke, in der die Grenze Unter-/Oberkarbon liegt,
schen dem ersten Grauwackenrücken der Arnsberger Schichten und der
ıe 280,3, die vom Plattenkalk gebildet wird. Der südlich der Ruhr gelegene
enberg, der Schloßberg und die Altstadt Arnsberg liegen gleichfalls auf
tenkalk. Dieser bildet den Kern des in zwei Spezialsätteln bei Wintrop und
ı Gesenberg mit der alten Antimon-Grube „Zeche Kaspari" untertauchenden
nscheider Sattels. An den Plattenkalk schließen sich zu beiden Seiten, im
den und Süden, die Tonschiefersenken und dann die Arnsberger Schichten
den Grauwackenrücken an. Die Morphologie spiegelt hier vollkommen den
logischen Aufbau wieder. Die unmittelbar vor unserem Standort liegende
ıschiefersenke, der Lüsenberg und die Plattenkalkhöhe nördlich des Eisen-
ntunnels tragen Schotter einer hier etwa 80 m über dem Ruhrtal und der
ıptterrasse gelegenen Terrasse. Die heute weit nach Süden um das Eichholz
ım ausholende Ruhrschlinge existiert erst ab Oberer Mittelterrasse.

Nach diesem Überblick geht die Fahrt zurück ins Ruhrtal und folgt nun
Straße nach Osten in Richtung Meschede durch die Arnsberger Schichten
Lüdenscheider Mulde, in die das Ruhrtal eng eingeschnitten ist. Mit der
mündung der Wenne in die Ruhr öffnet sich dieses Tal und verläßt die
sberger Schichten. Der östlich Wennemen und südlich der Straße gelegene
tenberg wird aus Schichten des Unterkarbons III α—γ 1 gebildet. Die sich
ın nach Norden zu anschließende Senke umfaßt die Tonschiefer mit der

*) Die wissenschaftliche und technische Vorbereitung der Exkursion lag in Händen von
n G. RICHTER-BERNBURG, der dann wegen eines Unfalls nicht an der Tagung teilnehmen
te.

Grenze Unterkarbon/Namur. Das dann weiter nach Norden zu folgende Waldgebiet sind Arnsberger Schichten des Namurs.

Hinter dem Bahnübergang gegenüber von Gut Laer liegt ein Steinbruch am Südhang des Heim-Berges, der besucht wird. Hier befinden wir uns im östlichsten Aufschluß des vom Südflügel der Lüdenscheider Mulde her bekannten Kohlenkalkzuges auf Bl. Arnsberg-Süd (siehe Exkursion am 13. September, S. 415). Der nur noch etwa 4—5 m mächtige Kohlenkalk wird im Liegenden wie im Hangenden von Kieselkalken begleitet. Nach den Fossilfunden auf Bl. Arnsberg-Süd liegt der Kohlenkalk unter der *crenistria*-Bank und gehört wie die übrigen Kieselkalke zur Stufe II des Unterkarbons. Zwischen den Kieselkalkbänkchen sind auch in diesem Aufschluß die lebhaft grün und violettroten, schiefrig mergeligen Bänkchen zu beobachten, die für tuffverdächtig gehalten und mit dem Unterkarbonvulkanismus in Verbindung gebracht werden, der in der Waldecker Hauptmulde durch Diabase und Tuffe in den Kieselkalken nachgewiesen ist (Haubold 1932, S. 229).

Von Laer aus geht die Fahrt noch ostwärts bis Meschede. Dann biegen wir kurz hinter der Kirche nach Norden ab in Richtung Warstein.

Als nächster Aufschluß wird das Oberdevonprofil entlang der Straße unmittelbar nördlich der Eisenbahn zwischen dem von Norden in die Ruhr einmündenden Bach und dem nach Norden führenden Weg zum Patronen-Schuppen besichtigt. Unmittelbar östlich des Baches sind schwarze Kieselschiefer des Unterkarbons aufgeschlossen, die von rein schiefrigem Oberdevon überlagert werden. Dieses Profil gilt als Beispiel für die schiefrige Fazies des Oberdevons. Der Aufschluß reicht von den graugrünen Dasberg-Schiefern, den rot und grün gefärbten Hemberg-Schichten, dem Fossley bis hinab zu den graugrünen Nehdener Schiefern. Den Hemberg-Schichten sind graugrüne und blaßrote Kalkknotenschiefer eingelagert. Das Oberdevon ist geschiefert, so daß an diesem Aufschluß besonders in den Hemberg-Schichten durch die eingelagerten Kalkknoten, die in der Schichtung liegen, der Unterschied von Schichtung und Schieferung gut in Erscheinung tritt.

Die Chaussee Meschede—Warstein durchquert die Mulde zwischen dem Ostsauerländer Hauptsattel und dem Warsteiner Sattel, die hier zum größten Teil vom Namur (Arnsberger Schichten) eingenommen wird. Etwa 1½ km vor Stimmstamm biegen wir nach links in den Mescheder Weg nach Hirschberg ein. Kurz nach Verlassen der Warsteiner Chaussee liegt rechter Hand ein sehr schöner Aufschluß in den Partien der Arnsberger Schichten mit vorherrschenden Grauwackenbänken, in dem das Abschwellen einer 3 m mächtigen Grauwackenbank auf 0,5 m zu beobachten ist. Mit der Höhe 550,1 m überqueren wir die Wasserscheide Ruhr—Möhne. Der nun folgende Nordhang ist besonders stark verlehmt. Den Ort Hirschberg lassen wir westlich von uns liegen und stoßen bei P. 407 auf die Chaussee Hirschberg—Warstein. Die jetzt unmittelbar rechter Hand der Straße gelegene kleine Höhe ist eine Grauwackenmulde im Tonschiefer des Unter-/Oberkarbons. Mit Blick nach Osten sehen wir vor uns den nach Westen untertauchenden Warsteiner Sattel. Die bewaldeten Höhen der Kahlenbergsköpfe bestehen aus Kieselschiefern und Kieselkalken. In der breiten Senke zwischen diesen und der Anhöhe, auf welcher der Ort Hirschberg liegt, liegen die dunklen Tonschiefer des Unterkarbons/Namurs.

In einem Steinbruch etwa 150 m nördlich der Straße ist zwischen den Distrikten 106 und 107 verkieseltes kalkiges Oberdevon der Grenzschichten zwischen dem Enkeberg- und Dasbergkalk aufgeschlossen. Die Verkieselung kalkiger Sedimente, und zwar solcher des Ober- und Mitteldevons im Bereich

Warsteiner Sattels, steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit der stärkeren :tonik, von der der Warsteiner Sattel ergriffen ist, mit der auch die Kiesel-rezufuhr auf Spalten aus der Tiefe erfolgte.

Etwa 800 m von dem Steinbruch mit dem verkieselten Oberdevon entfernt t der Massenkalk im Bilsteinfelsen zutage, in dem die Bilsteinhöhle liegt. n der westlichen Talseite des Bilsteinbaches aus ist das Faltungsbild des ıssenkalkes sehr schön zu übersehen, wie es von G. RICHTER-BERNBURG (1952, 95—98, Tafel 4) veröffentlicht ist.

Südlich des Massenkalkes folgt nach Zwischenschaltung einiger gering-ichtiger Oberdevonschollen das Namur mit Grauwacken der großen Mulde ischen Ostsauerländer Sattel und dem Warsteiner Sattel. Auf der Nordseite der Bilsteiner Massenkalk auf verschiedene Oberdevonschollen aufgeschoben. diesem Störungsgebiet liegt die stillgelegte Grube David, in der früher Weiß-enerz, Rot- und Brauneisenstein gefördert wurden. Metasomatisch ist hier lkiges Oberdevon vererzt und z. T. verkieselt. Es sei hierbei an die Verkie-ung des Oberdevons im Aufschluß zwischen den Distrikten 106 und 107 nnert. An dem Wegeknie nördlich der Gaststätte sind Kalkknoten- und pridinenschiefer mit starker Spezialfaltung aufgeschlossen.

Die starke Spezialfaltung im Massenkalk ist besonders gut in den großen einbrüchen der Firma RISSE zu beobachten, die sich im Ort Warstein, entlang lich des Baches bis kurz vor die St. Wilhelmshütte, hinziehen. Im nördlichsten einbruch beobachtet man im Gegensatz zu dem flachen südlichen Einfallen der herigen Brüche, die z. T. von vielen Kalzitgängen durchschwärmt werden, ıe Aufwölbung mit steiler Schichtenstellung. Die Schichtung ist durch die echsellagerung von Bänken zu erkennen, in denen sich einmal die Stringoce-alen und ein andermal die Korallen häufen. Außer der starken Klüftung ist r Massenkalk geschiefert. Die Streckung der Stringocephalen (Häkelhaken) gt in der Schieferung (siehe hierzu auch G. RICHTER-BERNBURG 1952, S. 96/97). vischen den Werksgleisen und der Straße liegt der „Bullerteich", ein großer ıelltopf, in dem mehrere Karstquellen verschiedener Karststränge zutage treten, e durch die Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung und der mperatur der einzelnen Quellen nachgewiesen werden konnte.

Nach einer Mittagspause in dem im Zentrum von Warstein gelegenen Hotel rgental sollten nach vorgesehenem Programm südöstlich von Warstein im ebiet östlich des Müschede-Berges und im Enkenbruch für die Tektonik des arsteiner Sattels und der hiermit in Verbindung stehenden Verkieselung des assenkalkes sowie für die hydrogeologischen Verhältnisse dieser Gebiete einige eispiele im Gelände gezeigt werden (Südrandstörung, die Massenkalk unmit-lbar an das Namur stoßen läßt — Querstörung angedeutet durch das vom ıkebruch nach Warstein zu verlaufende Trockental — Bachschwinden am Kon-kt Massenkalk/Namur — Massenkalkverkieselung gebunden an dieses Tal — ıngequelle als Karstquelle). Aus Zeitmangel mußte dieser Teil der Exkursion ısgelassen werden.

Die Fahrt geht von Warstein nach Suttrop und von dort die Straße nach iden in Richtung auf das „Hohe Lied" zu. Westlich dieses Weges steht auf m Höhenrücken, der östlich desselben in der Karte mit „auf dem Stein" zeichnet ist, ein Bildstock. Von diesem Punkt aus hat man einen schönen berblick über den Kern des Warsteiner Sattels. Das Gelände wird von meh-ren Rücken in ONO—WSW-Richtung entsprechend dem Streichen des Sattels ırchzogen. Es sind Massenkalkzüge, die tektonisch flach nordvergente Schuppen rstellen, und die aus ihrer Schieferumhüllung morphologisch sehr gut heraus-

treten. Die Nordseite dieser Rücken ist steil, während die Südhänge stets flach liegen und von den Tentaculitenschiefern der Adorfer Stufe gebildet werden. An dieser Stelle sind ferner die in allen größeren mineralogischen Sammlungen der Welt vertretenen „Suttroper Quarze" zu finden, die sich auf den Querstörungen als Prisma mit auf beiden Seiten aufgesetzter Pyramide freischwebend im Lehm zur Zeit der sonstigen Verkieselungen des Warsteiner Gebietes bildeten.

Auf der Weiterfahrt nach Drewer über Belecke überqueren wir den Warsteiner Sattel und verlassen das Devon etwa beim Kupfer-Hammer. Die östlich der Straße gelegenen Stillenbergs-Köpfe bestehen aus nach Norden hin überkippten Kulmkieselschiefern. Weiter nach Norden bis zur Möhne folgen Arnsberger Schiefer des Namurs.

Es wurden dann die großen Steinbrüche von Drewer besucht, die mehrfach in der Literatur behandelt sind (letztmalig von W. Paeckelmann & G. Richter-Bernburg 1937). In dem Steinbruch westlich des Bahndammes, dessen Sohle heute unter Wasser steht, und der nicht mehr im Betrieb ist, stehen an der Nordwand zuunterst Enkeberg- und Dasberg-Kalke an. Darüber folgen: ein schmales Band Untere Alaunschiefer des Unterkarbon I, darüber eine dünne Bank Erdbacher Kalk des Unterkarbon II, dann Kieselschiefer und zuoberst Kieselkalke. In dem östlich der Straße gelegenen noch im Betrieb befindlichen großen Bruch liegen zwischen den Dasberg-Schichten und dem Unterkarbon noch Wocklumer Kalk und Hangenberg-Schiefer. Der Hangenberg-Kalk der *Gattendorfia*-Stufe wird nach Osten hin diskordant vom Erdbacher Kalk überlagert. Früher war in diesem Bruch auch unter dem Wocklumer Kalk eine deutliche Diskordanz aufgeschlossen, so daß hier zwei bretonische Inkonformitäten zu beobachten waren, und zwar: die marsische Faltung zwischen den Dasberg- und Wocklumer Schichten und die Transgression des Erdbacher Kalkes (Visé).

Als letzter Aufschluß dieses Exkursionstages wurde der Steinbruch in den Rüthener Sandsteinen des Cenomans besucht, der der Firma Kirsch gehört, und der zwischen Altenrüthen und Rüthen, 175 m östlich des Milde-Baches und etwa 250 m nördlich der Chaussee, gelegen ist. In diesem sehr schönen Sandsteinbruch ist folgendes Profil zu beobachten:

Hangendes:
1. Plänerkalke mit Hornsteinknollen
2. 0,5 m glaukonitische Kalksandsteinbänke
3. 1 m glaukonitische Kalksandsteinbänke
4. 1,5 m mürbe glaukonitische Sandmergel
5. 5—8 m dickbankige, glaukonitische Sandsteinbänke, unten mit Basalkonglomerat

} Cenoman (flach liegend)

Diskordanz

Liegendes: gefaltetes Namur, zuoberst mit Resten der alten Landoberfläche

Die Firma Kirsch hatte durch einen kleinen Senkschacht von der Steinbruchsohle aus das Liegende des Cenomans freilegen lassen, so daß die alte Landoberfläche mit lateritischen Verwitterungsresten beobachtet werden konnte, über die hier die Cenomantransgression hinweggegangen ist. Die Diskordanz zwischen dem variszisch gefalteten Gebirge, welches die vorausgegangenen Aufschlüsse der Exkursion gezeigt hatten, trat durch die Besichtigung dieses Cenomanaufschlusses sehr instruktiv in Erscheinung.

Durch einen Blick von der Stadtmauer in Rüthen nach Süden auf das Rheinische Schiefergebirge mit seinen auf fast gleiches Niveau eingeebneten variszi-

ıen Falten und das nach Norden von Rüthen sich hieran anschließende flache andschaftsbild der Oberkreide-Tafel verstärken in erhöhtem Maße den Einruck dieser Diskordanz.

Von Rüthen aus ging die Fahrt im Möhnetal aufwärts nach Brilon zur Jbernachtung.

Schriften

LAUBOLD, W.: Über das Unterkarbon auf Blatt Goddesheim am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. Preuß. G. L.-A., 53, S. 208—246, Berlin 1932.

'AECKELMANN, W., & RICHTER, G.: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. — Jb. Preuß. G. L.-A., 58, S. 256—272, Berlin 1937.

IICHTER, G.: Zur Kennzeichnung unterirdisch fließender Wässer. Untersuchung an der Range- und anderen Karstquellen bei Warstein (Westfalen). — Abh. R. f. B., N. F. 209, S. 299 bis 336, Berlin 1944.

CHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. — Jb. Preuß. G. L.-A., 41, S. 254—339, Berlin 1921.

Karten

ÜHNE, F.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern. — Lfg. 349, Bl. Arnsberg-Nord und Bl. Arnsberg-Süd mit Erläuterungen, Berlin (Preuß. Geol. L.-A.) 1938.

Topographische Blätter 1 : 25 000 Bl. Meschede Nr. (4615), Bl. Hirschberg Nr. (4515), Bl. Rüthen Nr. (4516).

b) Briloner Sattel (18. 9.)

Im Gebiet des Briloner Sattels treten die großen faziellen Unterschiede im ›beren Mitteldevon und im Oberdevon auf engstem Raum besonders gut in Erscheinung. Ferner wurde diese Exkursion als Anschluß zum Vortage aus dem Grunde gewählt, um die Verschiedenheit der tektonischen Beanspruchung des Warsteiner und des Briloner Massenkalkklotzes einander gegenüberstellen zu können. Mit der geringeren Faltung im Briloner Sattel steht offenbar das Fehlen der Verkieselung großer Massenkalkgebiete im Zusammenhang. Dafür beobachten wir auf dem Massenkalkplateau von Brilon eine andere Art der Verkieselung, die ihre Ursache in klimatischen Verhältnissen hat. Hier sind die sandigen Schichten des Cenomans durch Kieselsäure, die diesen Ablagerungen entstammt, verkieselt, und zwar wird diese Verkieselung wohl sicher im Tertiär erfolgt sein.

2. Exkursionsweg

Die Exkursion begann um 7.30 Uhr mit einer Fahrt von Brilon in nördlicher Richtung, vorbei am Quellgebiet der Möhne und in derem Tal entlang bis Bahnhof Scharfenberg. Hier ist an der östlichen Straßenseite eine sehr schöne nordwestvergente Spezialfaltung in den liegendsten Grauwacken der Arnsberger Schichten zu beobachten. Vom Bahnhof Scharfenberg ging die Fahrt weiter nach Scharfenberg. Die Chaussee verläuft in der Tonschiefersenke zwischen dem Höhenrücken der Kulmlydite im Süden und dem ersten Grauwackenrücken des Namurs im Norden. Der Ort Scharfenberg liegt auf dem Tonschiefer des Unter-/Oberkarbons, wie die Orte Thülen, Nehden, Alme, Wülfte und Rixen. Hier besteht einmal die Möglichkeit der Wasserbeschaffung, und zweitens liefern die Tonschiefer einen brauchbaren Boden für den Ackerbau. Das Massenkalkgebiet fällt wegen seiner Wasserarmut für eine Besiedelung, und das Grauwackengebiet wegen seiner Unebenheit und seiner saueren Böden für den Ackerbau und für die Besiedlung aus. Dieses steht in rein forstwirtschaftlicher Nutzung.

Von Scharfenberg aus fahren wir in südöstlicher Richtung nach Brilon zu, um hier gleich nach Überquerung der Höbecke an der östlichen Straßenseite ein Profil, beginnend mit den Kulmtonschiefern, bis zu den Dasberg-Schiefern näher

zu betrachten. Die Kieselkalke und Kieselschiefer sind hier verhältnismäßig geringmächtig, und die Dasberg-Schiefer als graugrüne Schiefer in rein schiefriger Fazies wie in dem Profil bei Meschede entwickelt. Die aufgeschlossenen Schichten gehören zum Nordflügel des Briloner Sattels und zeigen eine deutliche Nordwestvergenz.

Von Rixen aus fahren wir zunächst wieder in Richtung auf Brilon zu. Hier sind in den Straßengräben die roten Schiefer der Hemberg-Schichten (Fossley) und die gebänderten Tonschiefer der Nehdener Schichten alle in rein schiefriger Fazies zu beobachten. Bei der Wegegabel südöstlich Rixen biegen wir nach Südwesten ab und fahren in Richtung Altenbüren. Etwa $1^1/_2$ km vor Altenbüren liegt ein Aufschluß, der die Adorfer Schichten in der Fazies der Flinzschiefer mit einigen Kalkbänken zeigt. Weiter südlich stehen wir am Kreuzberg auf der großen NNW—SSO streichenden Altenbürener Störung, die zwei völlig voneinander verschiedene Faziesgebiete des Oberen Mitteldevons und Oberdevons trennt. In einem kleinen Aufschluß in der Koppel südwestlich des Wegekreuzes sind Kalke in den Briloner Schiefern aufgeschlossen. Diese gehen nach Westen zu in die Nuttlaer Dachschiefer, einer rein schiefrigen Fazies, über. Die Dachschiefer werden auf der Halde der ersten Dachschiefergrube kurz vor Antfeld besichtigt. Nach dem Hangenden zu gehen die Dachschiefer in die Flinzschiefer der Adorfer Schichten über. Nach dem Liegenden zu folgen unter ihnen wieder flinzartige Schiefer und noch etwas Schwelmer Kalk, also eine beginnende Riffkalkbildung, die östlich der Altenbürener Störung zu dem gewaltigen Riff des Briloner Massenkalkes anschwillt, in dem außer dem Schwelmer der Eskesberger- und der bereits oberdevonische Dorper-Kalk enthalten sind. Durch die Verschiedenheit in der Entwicklung der Schichten ist auch der morphologische Gegensatz zwischen dem Gebiet westlich der Altenbürener Störung und dem östlich derselben bedingt. Das westliche, stark bewegte Relief steht in einem sehr krassen Gegensatz zu dem ruhigen plateauförmigen Gelände des Briloner Massenkalkgebietes.

Von Antfeld geht die Fahrt zurück nach Brilon, um zunächst 1 km nördlich von Brilon in der großen Ziegeleigrube westlich der Straße, die wir am Morgen bei der Fahrt zum Bahnhof Scharfenberg benutzten, die Ausbildung der Briloner Schiefer näher zu betrachten, die, im Gegensatz zu den Nuttlaer Schiefern, wesentlich rauher, im frischen Zustand graugrün, verwittert okergelb gefärbt sind. Der Aufschluß hat eine reiche Fauna der Oberen Honseler Schichten geliefert. (Vgl. Erläuterungen zu Bl. Alme der geologischen Spezialkarte 1 : 25 000. Berlin 1936.) Auf der Rückfahrt nach Brilon wurden vor der Mittagspause noch die Aufschlüsse im Schwelmerkalk am Rattmer-Stein besucht. Der westlich der Straße gelegene Steinbruch zeigt mehrere mit Kalzit ausgefüllte Quergänge und die ruhige Lagerung der dickgebankten, massigen, dunkel gefärbten und bituminösen Schwelmer Kalke.

Nach einer Mittagspause in Brilon wurde der Nachmittag der Exkursion zunächst weiter den Faziesverschiedenheiten des Oberen Mitteldevons und Oberdevons gewidmet. Die Fahrt ging von Brilon aus in Richtung Brilon-Wald bis zum Punkt 502,0, an dem die Straße ostwärts nach Hoppecke abzweigt. Wir folgen dem hier nach Westen abzweigenden Weg, der zum Punkt 541,0 südlich des Poppenberges führt. An der Nordseite dieses Weges liegt im Grundstück eines Wochenendhäuschens ein Aufschluß in einem grauen Crinoidenkalk, der hier zwischen dem Grünstein und den Adorfer Kalken die Schichten des ganzen Massenkalkriffes des Briloner Sattels vertritt. Im Verlauf der Exkursion hatten wir das Obere Mitteldevon bereits als Flinzschiefer, Nuttlaer Dach-

iefer, Briloner Schiefer (Obere Honseler Schichten) und als Riff (Schwelmer-
d Eskesberger-Kalk) kennengelernt und sehen es hier als Pattberger-Kalk.
vischen diesem und dem Briloner Kalkriff liegt nur die $^1/_2$—$^3/_4$ km breite
ulmmulde.

Von Punkt 541,0 geht es in Richtung Norden hinauf zum Poppenberg. Hier
ehen in einem Steinbruch, z. T. in überkippter Lagerung die Adorfer Kalke in
er Knotenkalk- bzw. Kalkknotenschiefer-Fazies an. Auf dem Gipfel des Berges
ommen in kleinen Klippen ebenfalls als Kalkknotenschiefer die Nehdener
hichten und darüber noch etwas rotgefärbte Hemberg-Schichten (Fossley) zu-
ge. Im Vergleich zum Oberdevon der Nordflanke des Briloner Sattels fällt
ier die Geringmächtigkeit und der größere Kalkgehalt der Schichten (kalkige
azies des Oberdevons) auf. Ein Blick vom Aussichtsturm des Poppenberges
bt einen schönen Überblick über das von Wäldern umsäumte Briloner Plateau.

Auf der Weiterfahrt nach Hoppecke kreuzt kurz vor dem Bilstein, am so-
enannten „Jagdhaus Bilstein", der Hauptgrünsteinzug die Chaussee. Er zieht
ch dort in einer langen Klippenreihe auf den Gipfel des Bilsteins hinauf und
esteht fast ausschließlich aus Tuffen. Die Lagerung ist überkippt. Der untere
eil besteht aus groben Tuffen, die lagenweise außerordentlich viel Mandel-
einbomben sowie Schieferbrocken als Auswürflinge enthalten. Dann folgt eine
one feinkörniger, gut geschichteter Tuffe, und darauf liegen zuoberst wieder
robe Tuffe, in denen zahlreiche rotgefärbte Feldspäte zu beobachten sind. Die
landelsteinbomben treten nicht so häufig auf wie im unteren Teil.

Die Fahrt geht über Hoppecke im Tal der Hoppecke abwärts bis Messing-
ausen, von wo wir kurz vor dem Ort nach Norden einbiegen. Hier ist der
lorper Kalk des tieferen Oberdevons sehr schön aufgeschlossen. Die Riffbildung
etzt sich also im Briloner und Messinghäuser Sattel bis in das Oberdevon
inein fort. Wir durchqueren nun in Richtung auf den Ort Rösenbeck den
lessinghäuser Sattel, in dessen Kern hier der Grünstein zutage tritt.

Dort, wo die Straße auf die Chaussee Rösenbeck—Thühlen stößt, liegt in
er Koppel nördlich der Straße eine sehr schöne Bachschwinde, in welcher der
on Rösenbeck in der Tonschiefermulde sich langschlängelnde Bach an der
telle, wo er auf den Massenkalk stößt, verschwindet.

Vor dem Ort Thühlen queren wir die Höhe „auf dem Scheid", in der als
luldentiefstes des Thühlener Karbongrabens Grauwacken der Arnsberger Schich-
en ausstreichen.

An der Wegegabel nördlich Thühlen bietet sich noch Gelegenheit, einen
ehr schönen Block verkieselter Basissande des Cenomans näher zu betrachten.
rsprünglich lagen diese Blöcke auf dem ganzen Massenkalkplateau verstreut.
n Laufe der Kultivierung der Äcker und Weiden wurden sie zunächst an die
eldwege geschafft und verschwanden dann von hier immer mehr. Sie sind als
Vegestein benutzt worden oder fanden eine industrielle Verwendung. Eigen-
imlicherweise sind diese verkieselten sandigen Basisschichten der Kreide nur
ber den Kalk- und nicht über den Schiefer-Gebieten anzutreffen, über denen
rsprünglich die gleichen Kreideschichten einmal lagen (siehe hierzu K. KÜHNE
927, S. 384).

Nach Durchquerung der Nehdener Mulde, dem Locus typicus für die
ehdener Schichten des Oberdevons, geht die Fahrt durch ein Trockental nach
lme, vorbei an der Karstquelle Moosspring zur großen Almequelle. Beide
egen an der Stelle, an der der Massenkalk gegen die Tonschiefer des Unter-
arbons stößt. Die Kulmtonschiefer sind an dem Weg, der mit Bildstöcken be-
tzt ist und nach Oberalme hinaufführt, mehrfach aufgeschlossen und zeigen

hier Nordwestvergenz mit Einfallen von 75° nach Südosten. Die Quellschüttung ist so groß, daß die hier entspringende Alme als breiter Bach unmittelbar unterhalb des Quelltopfes eine große Papierfabrik und eine Mühle zu versorgen vermag.

Von Alme geht die Fahrt zurück nach Brilon. Sie folgt hierbei bis zum Möhnetal der Kulmtonschiefersenke und wendet sich dann querschlägig zum Streichen der Schichten wieder dem Briloner Massenkalksattel zu. Die Übernachtung erfolgte in Brilon.

Schriften

KÜHNE, F.: Das oberste Untercarbon, Zechstein-Buntsandstein und Kreide nördlich des Briloner Sattels. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., 48, S. 376—386, Berlin 1927.

VENZLAFF, H.: Das geologische Bild des Hauptgrünsteinvulkanismus im nordöstlichen Sauerland. — Diss., Göttingen 1953.

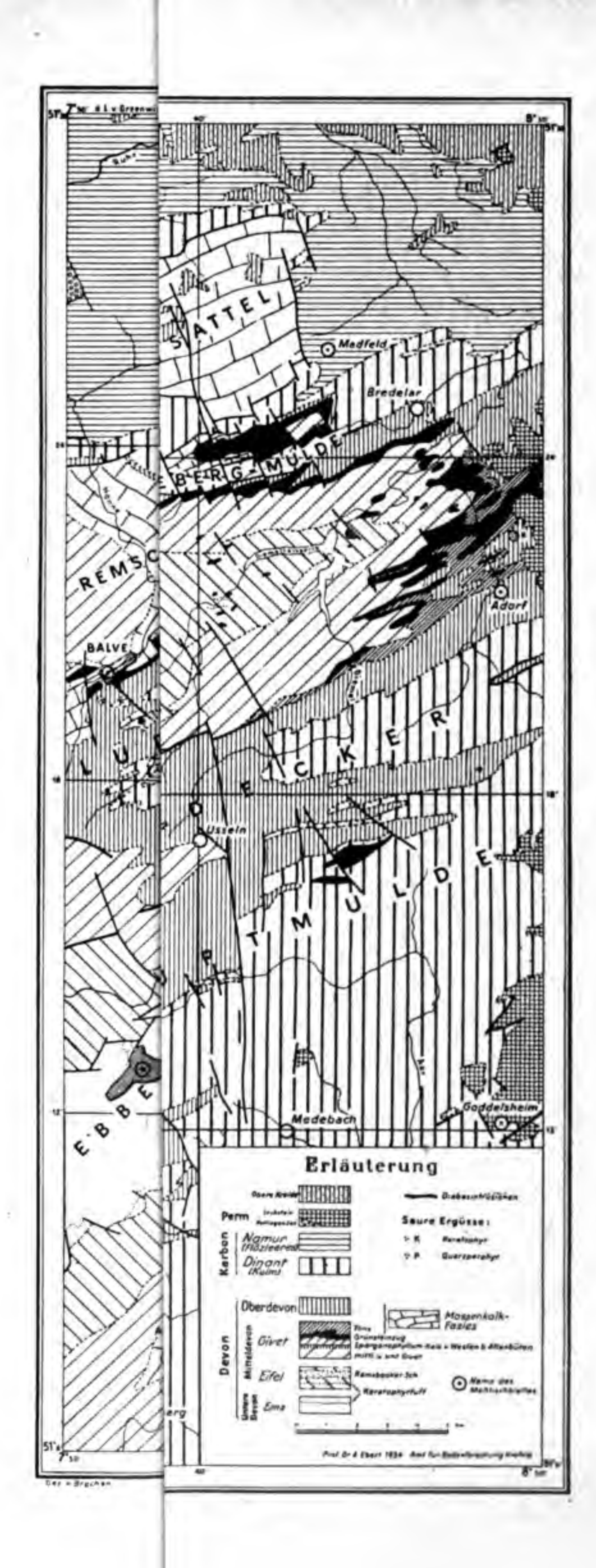
Karten

KÜHNE, F., & PAECKELMANN, W.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. — Lfg. 341, Bl. Alme, Brilon, Madfeld, Adorf [mit Erläuterungen *)], Berlin (Preuß. Geol. L.-A.) 1936.

Topographisches Blatt 1 : 25 000: Bl. Eversberg (4616).

*) Hierin siehe auch weitere Schriften.

TAFEL 13


SATTEL
Madfeld
Bredelar
BERG MULDE
REMSC
Adorf
BALVE
LÜ
DECKER
Usseln
MULDE
TM
P
E B B E
Medebach
Goddelsheim
Erläuterung
Perm
Karbon
Namur
Dinant
Oberdevon
Devon
Givet
Eifel
Ems
Saure Ergüsse:
Massenkalk-Fazies

Exkursion zum Messinghäuser Sattel und Ostsauerländer Hauptsattel

am 19. September 1954

Führung: H. BOTTKE und F. KÜHNE

Bericht: H. BOTTKE

Die Fahrt ging über Hoppecke und Messinghausen in den Kern des dem tsauerländer Hauptsattel nordwestlich vorgelagerten Messinghäuser Spezial-:tels. Das in diesem von der Exkursion begangene N—S-Profil erwies einen ziellen Gegensatz zwischen den auf dem N-Flügel, im Steinbruch westlich der ırg, anstehenden 100 m mächtigen Massenkalken des Eskesberger- und Dor-:r Kalkes im Hangenden des nur aus etwa 60 m Schalstein bestehenden ober-itteldevonischen Hauptgrünsteins und dem petrofaziellen Aufbau des S-Flü-els. Auf diesem ist im Bruch am NW-Fuß des Grottenberges eine mächtige olge von Diabasporphyriten, feldspatreichen Schalsteinen und Tuffiten aufge-hlossen, welche nach oben durch das in den Pingen der Grube Grottenberg bgebaute Roteisensteinlager begrenzt wird. Dem Erzmittel folgen im Han-enden z. T. metasomatisch vererzter Dorper Kalk und Flinzkalke mit einer 'auna des Kellwasserkalkes. Die Mächtigkeit des Dorper Kalkes beträgt in er von der Exkursion besuchten Pinge westlich des Grottenberg-Gipfels nur —6 m. Sie macht bei dem Vergleich der Profile auf beiden Sattelflügeln die 'erbindung der submarin-exhalativ-sedimentär gebildeten Lagerstätte mit roßen Mächtigkeiten des obermitteldevonschen Schalsteins deutlich.

Die Weiterfahrt über Beringshausen und Bredelar nach Padberg zeigte in wei Aufschlüssen den engräumigen Fazieswechsel im Oberdevon von gering-tächtigen Schwellenkalken im Bereich des Enkenberges in mächtige, tonig-alkige Schieferserien südlich und südöstlich davon. Am Block Grottenberg urden hierzu neben Kulmkieselkalken die Cephalopodenkalke der Hemberg-ufe und an der Straße Bredelar—Padberg rote Kalkknotenschiefer des Fossley 'sichtigt.

Daran schloß sich in Steinbrüchen an der Straße Padberg—Adorf die Er-ıterung der Faziesverhältnisse im Oberen Mitteldevon in der östlichen Um-hmung des Ostsauerländer Hauptsattels an, so durch die Besichtigung der ısbildung des Padberger Kalkes östlich des Padberges, der Absonderungs-men von Diabas und Diabasmandelstein des Hauptgrünsteins im Steinbruch ı NW-Fuß des Arnstein und in der Nähe der Roteisensteingrube Christiane r für das Adorfer Gebiet typischen Flinzschiefer und Flinzkalke. Am Nachmittag hrte die Exkursion zu dem bekannten Tagebau am Martenberg bei Adorf ıt dem Typprofil des Adorfer Kalkes über dem Roteisensteingrenzlager. Die ı Hand des Grubenbildes der Grube Christiane gegebene Erläuterung zeigte ıs Gebundensein der Roteisensteinmittel an örtliche, aus Diabasmandelstein und ächtigen Schalsteinen bestehende Schwellen, welche hier durch Faziesgegensätze :s Lagerhangenden gekennzeichnet sind, indem geringmächtige, fossilreiche

Kalke auf den Schwellen mächtigen Flinz- und Bänderschieferserien der erzleeren Becken gegenüberstehen.

Abschließend wurde nach einem morphologischen Überblick vom Rodensberg bei Giershagen der auf Devon transgredierende Zechstein in der Pinge der Grube Eckefeld, östlich des Ortes, besichtigt, der hier mit einem Basiskonglomerat beginnend aus einer Folge von dolomitischen Kalken und Letten besteht.

Ende der Exkursion in Nieder-Marsberg.

Karten

BEHREND, F., GRUPE, O., KÜHNE, F., PAECKELMANN, W., STAESCHE, K.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. — Lfg. 341, Bl. Madfeld, Marsberg, Adorf, Mengeringhausen (mit Erläuterungen), Berlin (Preuß. Geol. L.-A.) 1936.

Exkursion in das Gebiet von Waldecker Hauptmulde und Ostsauerländer Hauptsattel (Winterberg – Usseln – Diemelsee – Olsberg)

am 18. September 1954

Führung und Bericht: Herm. SCHMIDT, Göttingen

Nach dem Passieren der Ruhrquelle wurde oberhalb Elkeringhausen der ιusblick nach Süden erläutert: der Züschener Sattel, der noch Unterdevon entält, eindrucksvoll umrahmt von den Bergen der Ramsbecker Quarzite (dazu uch der Kahle Asten), diese wieder von den Nehdensandsteinen, da Givet nd Adorf ganz geringmächtig sind.

$1^1/_2$ km sw. Küstelberg wird in einer Grube ein sehr gleichmäßiger gehichteter „Schieferkies" gewonnen, dessen Entstehung (? periglazial) be- rochen wurde.

Zwischen Küstelberg und Wissinghausen zeigte Herr RABIEN das von ihm ι Detail untersuchte, von der Straße spitzwinklig geschnittene Oberdevon- ofil. Die Fahrt ging weiter über Deifeld—Referinghausen nach Düding- ιusen, wo am südöstlichen Eingang des Dorfes die älteren, am nordöstlichen ısgang die jüngeren Glieder des Kulmprofils gesehen wurden, jeweils mit ehreren Goniatitenhorizonten, wobei die weitverbreitete crenistria-Kalkbank ide Aufschlüsse verband.

Der Steinbruch auf der Höhe 667 südlich des Bahnhofs Usseln zeigt sehr ιt die „Cypridinenschiefer" der Adorfstufe. Herr RABIEN erläuterte die Glie- rung.

Vor Willingen, nahe über dem Eisenbahnviadukt, zeigt ein Bahneinschnitt e Flinzkalke des Givet (mit einigen Spezialfalten) und damit den ausklingenden st der Stringocephalenkalke, die weiter im Süden (z. B. bei Küstelberg) völlig ırch Styliolinenschiefer vertreten werden. Givet-Alter haben auch die Dach- ıiefer, die bei Willingen, Schwalefeld und Rattlar gewonnen werden.

Zwischen Rattlar, Ottlar und Giebringhausen stellt sich auch der Diabas ι Givet ein. 700 m nördlich Giebringhausen wurde ein neuer großer Diabas- einbruch besichtigt, der unter einem mächtigen Säulendiabas einen sehr eigen- tigen Kugeldiabas enthält (Näheres siehe Dissertation VENZLAFF, z. Zt. im ruck).

Am Südende der Diemeltalsperre ist bei km 40,0 der Straße der in den läuterungen z. Bl. Adorf von PAECKELMANN beschriebene „Gangdiabas mit eudotuff" jetzt wesentlich besser aufgeschlossen worden. Zwischen deutlichem angend- und Liegend-Kontakt findet man dichten Diabas, Diabas-Mandel- ein und besonders unten beträchtliche Mengen eines stark durchbewegten uffes. Herr F. LEHMANN vermutete, daß hier eine magmatische Injektion ein ufflager betroffen hat.

Gezeigt wurde ferner der Sattelkern am Muffert-Berge mit dem wechseln- en Verhalten der Sandbänder je nach Lage zur Schieferung, mit dem um-

fangreich aufgeschlosenen Keratophyrtuff und den vulkanischen Bomben etwa 12 m über ihm.

Nach Mittagspause am Diemelsee ging die Fahrt weiter nach Messinghausen, wo Herr BACKHAUS die geologischen und technischen Bedingungen seines Schotterwerkes erläuterte.

Wegen des eintretenden Regenwetters wurde das aufschlußreiche Profil des Hauptgrünsteinzuges am Messinghäuser Eisenberg nicht besucht, auch die Übersicht vom Kreuzberg über die Altenbürener Störung mußte ausfallen.

Der letzte Aufschluß dieses Exkursionstages war ein Diabasgang mit deutlichem Hangend-Kontakt, spitzwinklig zu der hier wieder flachliegenden Schieferung, an der Straße Altenbüren—Olsberg.

AUFSÄTZE

Gedanken zur geosynklinal-tektonischen Nomenklatur

Von E. KRAUS, München

Während der letzten Jahrzehnte haben sich unsere Begriffe von den tek-
nischen Ereignissen in den Geosynklinalen, die man wohl mit Vorteil als
)rokinese" den tektonischen Vorgängen im Bereich der Kontinente, der „Epiro-
1ese", gegenüberstellt, sehr bedeutsam gewandelt. Diese Veränderungen gingen
eder von unserem klassischen Alpen-Gebirge aus. Trotz mancherlei Abweichun-
n im einzelnen ließen sich die Grundzüge des orogenen Werdens auch in den
deren gut bekannten Gebirgen wiederfinden. Aber noch immer versucht man
e geosynklinalen Vorgänge rein beschreibend zu ordnen. Noch immer ist dem
andel der aus einer riesigen Zahl von Beobachtungen notwendig erwachsenen
nsicht nicht auch eine ihr angepaßte Nomenklatur gefolgt.

Es sei nachfolgend versucht, zu einigen Grundbegriffen, wie „Gebirge",
;ebirgsbildung", „Geotektonische Einheit" und deren Bezeichnung, zu „Decke"
ıd „Geosynklinale", als Grundlage einer genetischen Nomenklatur erläuternde
efinitionen zu geben.

1. „Gebirge"

Seit über einem Menschenalter wissen wir, daß entwicklungsgeschichtlich
ie begrifflich zweierlei „Gebirge" unterschieden werden müssen. Für den
eologen als dem Erdgeschichtler ist „Gebirge" zunächst einmal eine Struk-
ırform der Erdrinde. Erst im Verlauf seiner Entwicklung im Bereich einer
eosyklinale, und zwar erst während des Spätabschnittes dieser Vorgangsreihe,
ölbt sich — (nach mehrfachen Vorläuferzeiten mit geringerer und kürzer-
ıuernder Heraushebung) — der durch Faltung und Schub eingeengte Gebirgs-
rper zu jenem Relief empor, das wir als Hoch- oder Mittelgebirge im geo-
aphischen Sinn verstehen.

Von anderen Gebirgsarten, den Schollen- und den vulkanischen Gebirgen,
ıen wir hier ab. Sie sind zunächst reliefmäßig zu verstehen.

Gebirgsbildung im geologischen Wortsinn, „Orogenese in der Geosyn-
nale", also „Orokinese", spielt sich in sehr vielen Zehnern von Jahrmil-
nen ab. Dabei durchläuft sie die verschiedenen Stadien des „Orogenen
·klus" (1927). Erfahrungsgemäß zielt dieser hin auf den Spätabschnitt der
chreliefbildung, während deren sich der emporwachsende und bereits ein-
engte Gebirgskörper mit letzten, randlichen Vortiefen umgürtet und in diese
n Hauptteil seines Abtragungsschuttes abgibt, die „Molasse".

Für unsere tektonische Nomenklatur ergeben sich aus diesen klaren Erfah-
ıgen nun notwendig erscheinende Folgerungen:

2. „Gebirgsbildung"

: geologisch nicht Hochreliefbildung, sondern zunächst einmal Bildung einer
inengungsstruktur. Dieser Vorgang der Orokinese ist nicht immer „alpinotyp"

in dem großartigen Bewegungssinn unserer Alpen. Aber er unterscheidet sich, da geosynklinal, doch weitgehend von dem „germanotypen" Geschehen auf epikontinentaler Basis.

Das „O r o g e n" ist das typische, in einer Geosynklinale sich bildende Produkt der Orokinese. Strukturbildung erscheint ohne Massenverlagerung undenkbar. Sie vollzieht sich in der massenerfüllten Tiefe. Man versteht daher, daß die Strukturbildung innerhalb des Gesteins synorogen Hand in Hand geht mit einer gewissen Reliefumbildung der Gesteinsoberfläche gegen die Wasser- oder Lufthülle zu. So kann man z. B. aus den subaquatischen Sedimentfazies, welche in Raum und Zeit jene orogenen Reliefänderungen widerspiegeln, und besonders aus den orogenen Sedimenten, wichtige Schlüsse ziehen auf die Baugeschichte („Tektohistorie"). Unter Mitverwendung dieser Methode ergab sich, daß der sehr langdauernde Hauptabschnitt der orokinetischen Strukturbildung sich weit überwiegend abspielt u n t e r dem Spiegel des Geosynklinalmeeres, dessen Boden gleichzeitig zumeist langsam absinkt, wie die bedeutenden Sedimentmächtigkeiten in den Geosynklinalen anzeigen. Dieser Bauvorgang oder diese Strukturbildung vollzieht sich somit im Zeitabschnitt der „Tief"- oder „Hyp-Orogenese" beim Hinabsinken; der Vorgang ist ein „H i n a b b a u".

Die Einengungs-Strukturen sind schon bis zu einem gewissen Grade fertig, wenn sie sich herausheben und z. T. über dem Meeresspiegel abgetragen werden! Daher entstehen sie in „Sinkbecken", „bassins de subsidence", „subsidence basins", welche für die Erdölgeologie eine so große Bedeutung haben. Die Bezeichnung „Senkungsbecken" könnte auch eine vorwiegend erst spätere Absenkung bedeuten, die hier nicht gemeint ist. Diese Sinkbecken lassen also aus ihrer Sedimentfazies die oft als „e m b r y o n a l" bezeichnete Faltenverbiegung des Meeresbodens ableiten. Doch ist diese offenbar kein getreues Abbild der vor sich gehenden Untergrundstruktur. Denn wenn wir das Stockwerk der strukturbildenden Aktivität in der überaus langsam strömenden Tiefe annehmen und wenn wir an die Faltungs-Disharmonie denken, dann können wir i. a. nur eine verschwommene und weiträumigere Reliefformung des Meeresbodens über der sich tektonisch schärfer zusammenkrümmenden Unterlage erwarten. Beweisende Beispiele aus allen besser untersuchten Geosynklinalen kennen wir schon in großer Zahl.

Hinzutreten die „o r o g e n e n S e d i m e n t e". Auf deren große Bedeutung als bezeichnende Zeitgenossen der orogenen Strukturbildung in der Tiefe hat verdienstvollerweise PAUL ARBENZ 1919 hingewiesen. Die „F l y s c h - und K u l m - F a z i e s" während des hyporogenen Bildungsabschnittes und die „M o l a s s e f a z i e s" während des späteren Abschnittes der E p i r o g e n e s e — beide begleitet von den typischen Aufstiegen der Etappen-Produkte des „M a g m a t i s c h e n Z y k l u s" —, sie sind heute wohl definiert. Sie werden nicht mehr verwechselt mit Typengesteinen eines kurzen erdgeschichtlichen Zeitabschnittes. Auch der „W i l d f l y s c h" mit seinen „e x o t i s c h e n" Gesteinsvorkommen kann heute als typische, sedimentär-tektonische Fußvorschüttung g r o ß e r, „vorwandernder" Decken wohl verstanden werden (1932).

Entsprechend dem Grundsatz der allmählichen Verlagerung des orogenen Hauptschauplatzes aus dem geosynklinalen Inneren gegen außen, also entsprechend der „M i g r a t i o n", biegen sich die jüngsten, sedimentsammelnden Sinkbecken am weitesten außen hinab. Sie bilden die synsedimentären „V o r t i e f e n", „S a u m t i e f e n", „A v a n t f o s s e s", „F o r e - d e e p s".

3. Geotektonische Einheiten

Wird es nach dem eingangs Gesagten möglich sein, tektonische Großeinten voneinander abzutrennen und zu definieren nach den sehr vielfältigen ichtspunkten der Faziesverteilung, nach der Lage von früher oder später erst getauchten und entblößten Massivreihen oder von Ophiolithzonen, nach der nge oder dem Fehlen alter oder junger Vulkanzonen, auch nach Batholithen? Kann man gar gliedern nach der Lage heutiger Hochreliefformen, also graphischer Gebirge? Wir glauben das nicht:

Grundlegend für die orogene Struktur ist die Richtung r orogenen Bewegung, der wirksamen Kinetik. Der tektohe „Druck", „la poussée", „the pressure", hat die Struktur geschaffen. Darum 3 auch der Komplex seiner Folgen, insbesondere die Vergenz-Verlung, zunächst einmal maßgebend sein für die Gliedeng der planetaren Strukturen, auch der geotektonischen. Nicht hreibend-äußerlich, sondern nach Möglichkeit, also nach genügender Eint, genetisch sind ja die Objekte der Natur zu ordnen.

„Geosynklinale". Deutlich prägt sich bei näherem Zusehen überall kinetische Regime einer Geosynklinale aus nach Art, Mächtigkeit und vor m nach der Natur der Gesteine. Danach ist die Geosynklinale zu finieren als bewegter, überwiegend absinkender Teil r Erdrinde, in dem sich die Orogenbildung, also die Oroese, abspielt. Der ursprünglich sehr vieldeutige Begriff der „Erdmulde" seinen zahlreichen Unterabteilungen, unter welche sogar „Kontinentale Geodinalen" eingeordnet wurden, dürfte mit jener Begriffsbestimmung dieses tigste geotektonische Element hinreichend kennzeichnen. Zur Vermeidung Mißverständnissen wird es sich empfehlen, an dieser Begriffsbestimmung zuhalten.

Das „Orogen" ist also das Bildungsprodukt einer Geosynklinale. In Anung an seine allmählich klarer werdenden Bildungsumstände, somit eben möglichst genetisch, sollte auch seine Struktur definiert werden. Im Zusamhang mit eingehenden vergleichenden Orogenstudien glaubt Verfasser seit l die zweiseitig von innen nach außen „geschobene" oder gente Struktur als die des Orogens ansehen zu müssen. fasser folgte damit der von O. Ampferer 1906 angedeuteten, dann hauptlich von L. Kober (ab 1921) in dessen „Groß-Orogenen" ausgebauten Ertnis. Für den generalstreichenden Untergrundsraum der Verschluckung oder Massenabströmens nach unten wurde die Bezeichnung „Narbe" gewählt catrice"). Sie liegt tief unter der Scheitellinie des Orogens. Die Begründung eine tektonische Abgrenzung der Orogene voneinander, für deren bis 2000 km agende ursprüngliche Länge, für deren Breitenausdehnung und divergente ktur wurde in eingehenden Darlegungen niedergelegt und kann hier nicht lerholt werden. Vgl. Literaturverzeichnis. Entscheidend ist die Bildungshichte in bestimmten, langdauernden Epochen. Maßgebend wird deren uktur-Ergebnis.

Ein vollständiges Orogen zeigt, wie gesagt, eine von innen gegen außen ende Vergenz. Diese ist nicht auf beiden „Flanken", also Außenseiten, u gleich stark und von gleicher Art. Fehlt eine Flanke fast ganz, so gelingt ils an Resten der Nachweis, daß diese später unter das Meer oder unter ere Sedimente versunken, niedergebrochen ist. Beispiele bieten die Kaleden, die Appalachen, der Ural, die Namaiden, Anden, Tellatlas, Apennin u. a.

Der Niederbruch geschah längs annähernd lotrecht in große Tiefe gehenden ur
im Generalstreichen weithin verfolgbaren Hauptbewegungsflächen nahe de
medianen Narbenscheitel, längs den „N a r b e n s c h n i t t e n". Offenbar wege
der nicht spiegelbildlich gleichen Gesteinszusammensetzung und Geschichte de
beiderseitigen Orogenflanken mußten die einwärts und abwärts strebende
Flankenbewegungen schon primär nicht gleichartig sein. Dies führte wohl zun
Aufreißen jener Narbenschnitte. Bei späteren Dehnungen lagen hier dann die tief
reichenden, vorbereiteten Schwächezonen, an denen ganze Flanken sich ablöse
und absenken konnten.

Es erscheint nötig, die vollständige Primärstruktur eines Orogens zu kennen
wenn man über die Strukturzusammenhänge und die Entwicklung der Erdrind
Klarheit bekommen will.

4. Z u r B e z e i c h n u n g d e r t e k t o n i s c h e n G r o ß - E i n h e i t e n

Man hat sich seit Ed. Suess daran gewöhnt, tektonische Groß-Einheiten zu
bezeichnen, indem man an ein Stammwort die Silbe „-iden", „-ides" oder „-ids"
anhängt. In der sehr groß gewordenen Anzahl solcher Benennungen sammelte
sich aber Gebilde sehr verschiedener Definitionsart an. Für viele wurden bishe
schärfere Definitionen überhaupt nicht gegeben.

Teils meint man, wie bei „Altaiden", „Alpiden", „Karpathiden", „Dinar-
iden", „Andiden" regionale Großeinheiten, die aber bei näherem Zuseher
jeweils zwei oder mehr geosynklinale Orogene umfassen. Die zweiseitig gebau-
ten Struktureinheiten dieser Orogene hat man als „Stämme" („Wings") bezeich
net und ihnen fälschlich eine einheitliche Vergenz zugeschrieben. Aber sie ent
fernen sich mehrfach so weit voneinander, daß man auch nach ihrer Einengung
an ihre Bildung durch tektonisch gemeinsame Aktion nicht denken kann. Die
schließt auch das oft abweichende Hauptbewegungsalter aus.

Teils hat man Stücke von Orogenen oder Orogenkomplexen allein al
„-iden" bezeichnet. Entweder solche, welche sich als „Metamorphiden" im tie
feren Bewegungsstockwerk oder als „-Externiden und Zentraliden" in höheren
Niveau entwickelten. Soweit früher oder später aufsteigende Altmassive zwische
zwei als „Stämme" angesehenen Orogenzügen liegen, wurden sie als „Interniden
bezeichnet. Hier sind somit aus heterogenen Gründen nebeneinander liegend
Strukturstockwerke als tektonische Einheiten zusammengefaßt. Sie würden a
allen Kontinenten liegen. Gleiche Verbreitung trifft zu für „-iden", welche na
dem Hauptalter ihrer Strukturbildung, also z e i t l i c h als „Proteroniden", „Kal
doniden", „Variszıden", „Alpeniden" unterschieden wurden. Weitere „-ide
wiederum hat man rein regional, aber aus noch anderen Gründen ausgeschied
wie die proterozoischen „Sahariden", die kaledonisch-variszischen „Uraliden
den „Pazifiden-Ring", die zertrümmerte Randkette der „Australasiden", d
E. Suessschen „Ozeaniden", von denen man fast nur das submarine Relief etw
kennt. Aus älteren „Orogeniden" werden jüngere „Kratogeniden" (L. Kobe
1942). Schließlich unterschied man z. B. in Anatolien „Pontiden", „Anatoliden"
„Ortailiden", „Iciliden", „Aegäiraniden", Irakiden. Diese bedeuten general
streichende Teilzonen, welche sich voneinander unterscheiden durch lokale Ge
steinsverbreitungen.

Es ist unverkennbar eine Quelle von Mißverständnissen, wenn derart heter
gene „tektonische Einheiten" durch die uniforme „-iden"-Endung nomenkl
torisch, aber nicht definitorisch-logisch vereinigt werden. Ohne Zweifel komn
allen diesen „-iden" jeweils ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu, jedo
ein grundsätzlich verschiedenes, fast immer sekundäres. Genetische und m
einander vergleichbare großtektonische Grundeinheiten sind solche der Strukt

und im Grunde annähernd gleichartiger Strukturgeschichte. In erster Linie kommen nur die Geosynklinalen und deren Entwicklungsergebnisse, die Orogene, mit ihrer zweiseitigen Struktur in Frage. Die „-iden"-Nomenklatur erscheint uns heute nach Zeiten einer noch wenig fortgeschrittenen tektohistorischen Einsicht derart verwirrend und verfahren, daß man sich fragt, ob auch die wirklichen, wohldefinierten Orogen-Bezeichnungen mit der Endigung „-iden" versehen werden können. Man hilft sich wohl besser damit, daß man von „Nordalpen-Orogen", von „Tellobetischem Orogen", von „Taurus-Orogen" usw. spricht.

5. Was ist eine „Decke"?

Nachdem die durch lange Zeit unerkannt gebliebene Tatsache der tektonischen Decken-Struktur gegen das Ende des vorigen Jahrhunderts weiteren Kreisen bekannt geworden war, hat die weitere Forschung sowohl über die Begrenzung der Decken wie über ihre Schubweiten und ihre Entstehungsgeschichte grundsätzlich Neues erarbeiten können. Der Begriff der tektonischen Decke mußte sich daher manche Abänderungen gefallen lassen.

Wann ist eine „Schuppe" („écaille") groß genug, um als „Decke", „nappe" „overthrust" anerkannt werden zu können? Was ist typisches Kennzeichen einer „Decke"? Braucht sie eine „Wurzel"? Was ist eine „Wurzel"? Einen letzten Beantwortungsversuch brachte in einer temperamentvoll geschriebenen Untersuchung 1940 unser hochverdienter Alpengeologe H. P. Cornelius: „Eine Decke ist eine einheitlich bewegte Lamelle der Erdhaut." Als Mindestförderweite werden 5 km vorgeschlagen. „Die Wurzel ist die Stelle, wo die Decke entgegen der Richtung ihrer Bewegung endgültig in die Erde hinein verschwindet." Dabei unterscheidet er zwischen „sichtbarer" und „theoretischer" Wurzel. Letztere wäre die Stelle, „an welcher die Decke vor ihrer selbständigen Bewegung gegenüber der Unterlage gelegen habe", das wäre also die Deckenheimat.

Ist nun die ganze Decke aus ihrer „Wurzel" herausbefördert worden oder nur ein Teil der Decke, der dem gleichen Horizontaldruck auch außerhalb der ausquetschenden „Wurzel" gehorchte? Ist eine solche Ausquetschung mechanisch überhaupt verständlich? Warum zeigt das „Wurzel-Gebiet" trotz des angeblich allein wirksamen Horizontaldruckes so gut wie immer eine annähernd senkrechte Stellung der Horizonte und der Bewegungsflächen, oft nicht nur alter, sondern gerade auch junger Gesteine? Warum wird eine „Wurzel" nicht selten magmatisch intrudiert? Hier blieben unbeantwortete Schwierigkeiten liegen.

Anscheinend um einen Bruch mit der bisher für richtig gehaltenen Nomenklatur zu vermeiden, suchte Cornelius seine Definitionen rein beschreibend und ungenetisch zu halten. Die bisherigen Bezeichnungen sollten aber ganz neue Vorstellungen decken. Denn auch Cornelius bekannte sich schon als Anhänger der Unterströmungslehre, die O. Ampferer als erster in ersten Umrissen zu vertreten suchte. Gleichwohl wird noch immer gesprochen von der „Über-Schiebung" einer einheitlich bewegten Erdhautlamelle, offenbar über einem unbewegt gedachten Untergrund. Noch immer wird gesprochen von der „Wurzel" als dem Herkunftsgebiet einer Decke, nicht aber von der benachbarten „Narbe", welche das Gestein wegen des entstehenden Unterdruckes unten heran- und hinabzieht. Deren gegen die Tiefe hin senkrechte Stellung der Bewegungsflächen bildet ja gerade als Reststruktur jenen gewaltigen Verschluckungsakt — hinab in die abströmende und unterströmende Tiefe — sinnfällig ab! Gerade diese Struktur mit ihrer großen Breite und generalstreichenden Länge (durch das ganze Orogen bei entsprechender Aufschlußtiefe sichtbar) ist ja ein Haupt-

beweis für das Primat der verschluckenden Tiefenaktivität gegenüber der nur sekundär ihr folgenden und allein die obersten Stauzonen beherrschenden Horizontalbewegung!

Wegen seines hohen Verantwortungsbewußtseins und seiner stets wachen Kritik, für die man nur immer danken konnte, befand sich H. P. CORNELIUS 1940 noch mitten auf dem schwankenden Steg zu den neuen Auffassungen von der Orokinese. Die für dieses sein Schwanken angeführten Gründe haben sich nicht als haltbar herausgestellt: Es gibt keine „Ultradecken“ in den nördlichen Kalkostalpen; sie sind „Narbendecken“, bei denen die Wurzelfrage sich von selbst verbietet. In einem Vortrag 1943 (gedruckt 1949) konnte Verfasser nachweisen, daß die „Ultra“-Inntaldecke, wie schon 1936 für östliche Fortsetzungen gesagt war, auch in den Lechtaler Alpen an zahlreichen Stellen von ihrer Lechtaldecken-Unterlage nicht überall durch eine Schubfläche abgeschert ist, sondern in sie normal übergeht. Gleiches läßt sich zeigen für die Beziehung zwischen der Lechtaldecke und der von ihr nur teilweise überschobenen Allgäudecke, wahrscheinlich auch für das gegenseitige Verhältnis der Flyschdecken am nördlichen Alpenrand weiter im Osten. Untersuchungen von M. RICHTER & R. SCHOENENBERG 1953 in den Lechtaler Alpen, von C. W. KOCKEL und Schülern haben dies dann bestätigt. Auch in den österreichischen Kalknordalpen hängen nach E. SPENGLER u. a. Decken an manchen Stellen zusammen. Die Faziesunterschiede genügen in den nordöstlichen Kalkalpen nicht, um daraus eine restlose Abspaltung höherer Decken von ihrer heutigen Unterlage ableiten zu können. Die kalkalpine Deckenbewegung hatte bei weitem nicht das früher vor allem von westlicher Seite angenommene Ausmaß der Schubweite. Diesen Tatsachen kann nun auch die weiterentwickelte Auffassung von der Unterströmung mechanisch gerecht werden. Wir brauchen uns nicht zu flüchten in rein äußerlich-beschreibende Definitionen und müssen so die Augen nicht verschließen vor einem mechanischen Verständnis der Decken-Tatsachen, zu dem uns der Gedanke einer Wurzel-Ausquetschung eingestandenerweise nicht führen konnte. Gerade die Narbendecken kamen nicht „irgendwoher“ oder wanderten „irgendwohin“. Bezogen auf das ehemalige Gradnetz der Erde liegen sie vielmehr im wesentlichen noch an dem Ort ihrer Sedimentation. Sie brauchen keine Wurzeln, aus denen sie emporgequetscht wurden, weil sie entstanden sind durch Unterschiebung seitens der benachbarten Flanken, über denen sie sich nur teilweise dabei abgestaut haben. An anderen Stellen aber hängen sie mit ihrer heutigen Unterlage noch normal zusammen. Sie sind „autochthone Klippen“, wie solche Fr. LOTZE in der westlichen Pyrenäenfortsetzung nachgewiesen hat.

Eine Decke wird also, auch eine Flankendecke, infolge der Bewegungshemmung im Hangendstau des Orogens über der aktiv bewegten Unterlage mehr oder weniger vollständig abgeschert. Zum wenigsten noch während der Deckenbildung besteht der Zusammenhang mit der nicht abgescherten Nachbarschaft. Gleiches gilt von der Schuppe, der écaille. Es gibt alle Übergänge von diesem Stadium bis zu der nachweislich vielleicht 100 km in der Bewegungsrichtung abgescherten Decke. Hangende und liegende Teilabscherungen, Begleitschuppen der Decke oder ihrer Unterlage können mehr oder weniger große Teile der Schubweite übernehmen. In dem beweglichen Flysch verzettelt sich die Hauptbewegung mitunter in einem über 100 m mächtigen Bewegungsstockwerk. Im kristallinen Schiefer, im plastisch reagierenden, überlasteten Gestein („Geoplasma“) herrscht überall Teilchenbewegung. Sie sind kinetische Stockwerke.

Trotz einer gewissen Einheitlichkeit des Deckenbaues ermöglicht es dessen basale Scherfläche, daß die Überschiebungsweite infolge der unregelmäßig voran-

ckenden Unterlage von Ort zu Ort stark schwanken muß. Die Unterlage ist er größere Entfernung meist wenig gut aufgeschlossen. Daher wurde deren tive Vergenz-Unregelmäßigkeit oft übersehen. Man führte Schubweitenände- ngen auf die für allein aktiv gehaltene Decke zurück und wunderte sich daher, aß diese Platte, anderweit weithin abgeschert, auf einmal mit ihrer Unterlage usammenschließt.

Weil also die Schubweite regional unter der gleichartig darüber liegenden Decke nicht dieselbe bleibt, und weil auch keine grundsätzliche Abtrennung von chuppe und Decke möglich ist, muß der Versuch vergeblich sein, eine bestimmte chubweitengrenze zwischen „Schuppe" und „Decke" vorzuschlagen.

Ebenso ist die Unterscheidung zwischen Ferndecke und parautochthoner Decke zwar l o k a l ungefähr möglich, nicht aber eine schärfere nomenklatorische bgrenzung für beide insgesamt.

Soll man nun die relativ überschobene Gesteinsmasse — gleichviel ob sie urch glatte Abscherung oder durch Übertreibung einer überkippten Falte ent- tand — auch dann als „Decke" bezeichnen, wenn sie noch nachweislich örtlich n die Unterlage bruchlos übergeht? Soll man, bei unserem nordostalpinen Bei- piel bleibend, mit einem Mal nur noch von „Inntalschuppe" und „Lechtal- chuppe" sprechen? Die Bezeichnung „Decke" wird man besonders gern an- venden auf Gesteinsmassen, die man im Streichen weithin abgeschert sieht von hrem Liegenden und die mit älterem Gestein dieses überlagern, die sich durch prungweise Änderung von Fazies oder Metamorphose erkennbar scharf von ler Unterlage abheben. Man wird auch erosiv isolierte unterschobene Massen, amentlich Nabendecken und Klippen, so benennen. Ob der Nachweis gelingt, laß eine tektonische Abquetschung von der Narbenzone vorliegt, das kann nicht vesentlich sein. Nie wird man, auch bei genügenden Aufschlüssen, wohl be- veisen können, daß diese Decken nicht irgendwo mit ihrer Unterlage zusammen- längen oder zusammengehangen haben.

Aus diesen Gründen, und um nicht ohne Zwang von einer eingebürgerten Nomenklatur abzugehen, ist vorzuschlagen, auch für nachweislich in der Unter- age lokal verankerte Schubmassen größeren Ausmaßes bei der Bezeichnung „Decke" zu bleiben.

Zusammenfassung

Es wurde versucht, einige der wichtigsten der bei der Darstellung der geo- ynklinalen Tektonik verwendeten Bezeichnungen zu vergleichen mit dem Be- griff, den sie erfassen wollen. Dabei zeigte sich, daß zahlreiche der bisherigen usdrücke wegen der immer weiter fortschreitenden Klärung unserer Auf- assungen sich für diese nicht mehr eignen. Das immer reicher werdende Beob- chtungsmaterial will nicht allein mit rein äußerlich-beschreibenden Definitionen eordnet werden. Da es ja gesammelt wird, um dem Naturverständnis näher u kommen, bedarf es einer E i n s i c h t i n d e n W e r d e g a n g d e r T e k- o n i k. Er ist zu erschließen aus der vergleichenden Betrachtung der Gegen- 'artstektonik unter dem entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkt.

Die Ordnung der Ergebnisse setzt eine entsprechende, genetisch ausgerich- te Begriffsfassung und damit Nomenklatur voraus.

Man hat bisher den in einer geordneten Systematik unentbehrlichen Grund- tz der Prioritätsregel bei der Benennung der Naturobjekte auf die tektonischen inheiten nicht angewendet. Es trug dies gewiß sehr bei zu einer unheilvollen nexaktheit und zu verwirrendem Mißverstehen. Ein geradliniger Fortschritt ist icht zu erwarten ohne n o m e n k l a t o r i s c h e S ä u b e r u n g u n d S e l b s t-

disziplin. Unentbehrlich scheint auch eine kritische Verständigung über den Gebrauch der verhältnismäßig nicht allzu zahlreichen tektonischen Bezeichnungen in den Weltsprachen. Denn für den Geologen soll es doch um die ganze Erde gehen.

Schriften

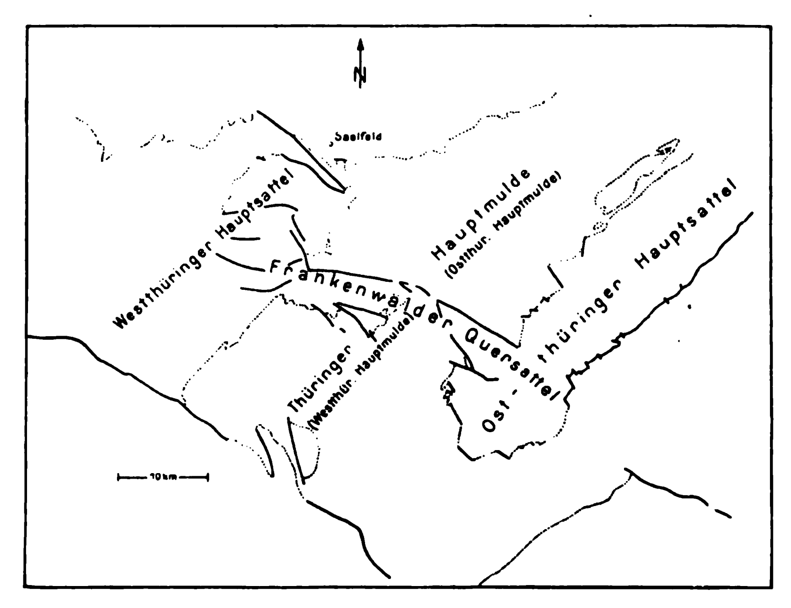
AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jb. Geol. R.-Anst. Wien **56**, 1906, S. 539—622.
— Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien **73**, 1923, bis **81**, 1931.
— Grundlagen und Aussagen der Unterströmungslehre. Natur u. Volk **60**, Frankfurt a. M. 1939.
ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation usw. Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich **64**, 1919.
ARGAND, E.: Plissements précurseures et plissements tardifs des chaînes de montagne. Vortrag 1916.
ARNI, P.: Relations entre la structure régionale et les gisements min. et pétrolif. de l'Anatolie. MTA **4**, 21—36, 1939.
BLUMENTHAL, M. M.: Die neue geol. Karte der Türkei und einige ihrer stratigr.-tektonischen Grundzüge. Eclogae geol. Helvetiae **39**, 1947, S. 277—289.
CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Diese Zeitschrift **92**, 1940, S. 271—309.
EGERAN, E. N.: Relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de Turquie. MTA **11**, 1946, S. 40—49.
v. KLEBELSBERG, R.: Geologie von Tirol. Gebr. Bornträger, Berlin 1935.
KOBER, L.: Der Bau der Erde. Gebr. Bornträger, Berlin 1921.
— Tektonische Geologie. Gebr. Bornträger, Berlin 1942.
KOCKEL, C. W.: Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). N. Jahrb. f. Geol. u. Pal. Abh. **96**, 1953.
KRAUS, E.: Der orogene Zyklus und seine Stadien. Centralblatt f. Min. 1927.
— Über den Schweizer Flysch. Eclogae geol. Helvetiae **25**, 1932.
— Der Alpine Bauplan. Gebr. Bornträger, Berlin 1936.
— Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege Oberdonau **91**, S. 179—254. Linz a. d. D. 1944.
— Die Entstehung der Inntaldecke. N. Jahrb. Min., Abh. **90**, 1949, S. 31—95.
— Die Baugeschichte der Alpen. Bd. I, II. Akademieverlag Berlin 1951.
— Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Ebenda 1951.
LOTZE, FR.: Über „autochthone Klippen". Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, N. F. I, 1934.
RICHTER-BERNBURG, G.: Die Grenze Westalpen—Ostalpen im tektonischen Bilde Europas. Diese Zeitschrift **102**, 1950, S. 181—187.
RICHTER, M., & SCHOENENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. Diese Zeitschrift **105**. 1953, S. 57—79.
SCHNITTMANN: Sind die Mittleren Freiburger Voralpen (Préalpes Médianes) unterostalpin? Diese Zeitschrift **102**, 1950, S. 227—246.
SPENGLER, E.: Erläuterungen zu Blatt Schneeberg—St. Aegyd 1 : 75 000. Wien 1931.
— Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. Diese Zeitschrift **102**, 1950, S. 188—202.
STAUB, R.: Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz **46**, 1917, S. 165—198.
— Der Bau der Alpen. Ebenda **52**, 1924.
TERCIER, J.: Le problème de l'origine des Préalpes. Bull. Soc. frib. Sc. naturelles **37**, Fribourg 1945.
THURNER, A.: Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. Fortschr. d. Geol. und Pal. XIV, 48. Gebr. Bornträger 1943.

ßau und Bewegung im mittleren Thüringer Variszikum (Frankenwälder Querzone)*)

Mit 15 Abbildungen im Text und 2 Tafeln

Von W. Schwan, Berlin

Das Thüringisch-Fränkische Schiefergebirge ist ebenso wie der Harz und Rheinische Schiefergebirge ein Teil des zu Tage liegenden deutschen Variszis. Erzgebirgisches Generalstreichen als Ausdruck des SW—NO verlaufenden



ıbb. 1. Frühere Bezeichnungen der tektonischen Einheiten des Thüringer Variszikums.

:enbaues wiegt im allgemeinen vor. Inmitten des Thüringer Variszikums aber eht eine Zone, die sich abweichend von den erzgebirgischen Faltenstrukturen ıält, indem sie quer dazu verläuft. Ganze Formationen, nicht nur Störungen, chen hier nordwestlich aus, wie schon die geologische Übersichtskarte von ringen von Deubel & Martini erkennen läßt. Diese herzynische Zone ɛer Heraushebung, die in der Literatur als „Frankenwälder Quersattel" beıt ist, verläuft quer durch die Thüringer Hauptmulde und verbindet die an ɜ grenzenden beiden Thüringer Hauptsättel, den Schwarzburger Sattel im

*) Vorgetragen auf der Monatsversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 9. März 1954. Die ausführliche Arbeit: „Die Frankenwälder Querzone" erscheint in den ꞏktonischen Abhandlungen der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

Nordwesten (früher Westthüringer Hauptsattel) und den Bergaer Sattel im Südosten (früher Ostthüringer Hauptsattel genannt) miteinander (Abb. 1). Was läßt sich heute über Art und Alter der herzynischen (= nordwestlichen) Gebirgsbildung im Frankenwald aussagen? Wie verhalten sich die Elemente des erzgebirgischen (= nordöstlichen) Faltenbaues (Falten, Schieferungsflächen, Klüfte) in diesem Raum? — Die Anregung zur Beschäftigung mit diesen Fragen verdanke ich Herrn Prof. H. STILLE.

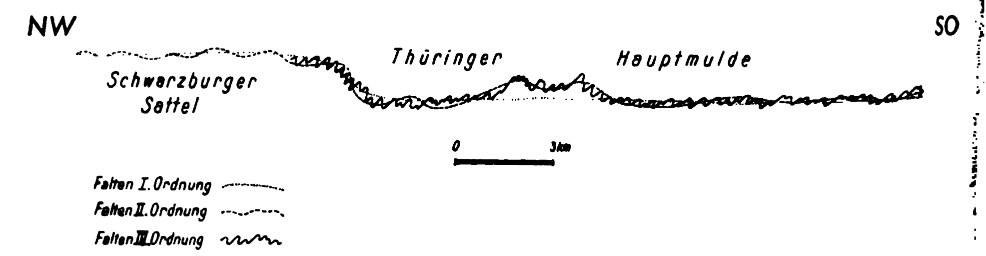


Abb. 2. Falten I., II. und III. Größenordnung im Thüringer Variszikum (halbschematisch).

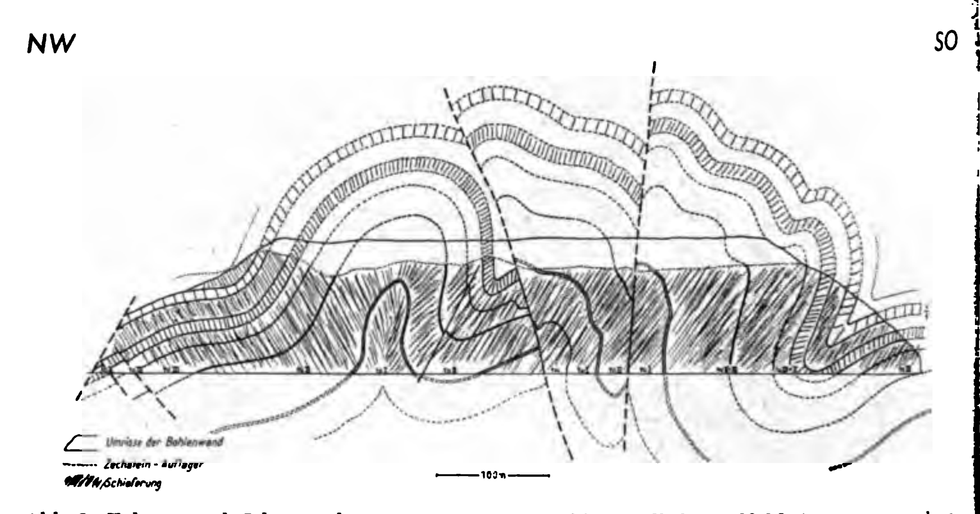


Abb. 3. Falten- und Schuppenbau im Devon am Bohlen südlich Saalfeld (mit Verwendung des Profils von H. MEYER 1920). Typisches Faltenbild des Thüringer Variszikums. Im Zimmermann-Sattel (links) hat die Schieferung fächerförmige Stellung.

Die abweichend verlaufende Frankenwälder Querzone hatte schon die Aufmerksamkeit der älteren Geologen auf sich gezogen, die im Thüringer Gebirge mit LORETZ die zwei Hauptstreichrichtungen: erzgebirgisch und herzynisch, unterschieden, und später sprach man mit v. SEIDLITZ von einer Vergitterung tektonischer Achsen im Bauplan Thüringens. Die historische Entwicklung des Problems reicht bis in die zweite Hälfte des vorigen Jahrhunderts zurück, als LIEBE seit 1852 geologische Aufnahmearbeiten in Thüringen ausführte. Seitdem sind an 12 Deutungen über die Herausbildung des verwickelten Gebirgsbaues in der Frankenwälder Querzone entstanden, auf die an dieser Stelle aber nicht näher eingegangen werden kann. Nur die Hauptauffassungen seien angedeutet. Die meisten Autoren, die hier gearbeitet haben, nahmen einen „Quersattel“ an, nur

ORN sprach — ausgehend von SCHOLTZschen Arbeiten — konsequent von Querschollen", und wohl alle, bis auf ENGELS, sahen diese herzynische Zone als usdruck eines Pressungsvorganges (einer Querfaltung oder eines Süd—Nordchubes) an. Diese Querfaltung oder herzynische Herauswölbung wurde dann on den einzelnen Forschern zeitlich in verschiedener Weise eingeordnet. Einmal wurde sie für etwas jünger als die Hauptfaltung des Thüringer Gebirges in der sudetischen Phase gehalten, dann erklärte man sie für älter als die Hauptfaltung, nämlich für bretonisch, und schließlich wurden die Querfalten wegen allmählicher Übergänge zum Nordoststreichen als durch den gleichen Faltungsakt erzeugt angesehen wie die nordöstlichen Falten, also in die sudetische Phase eingestuft. Das sei kurz zur bisherigen Beantwortung der Fragen über Art und Alter der herzynischen Gebirgsbildung im Frankenwald gesagt.

Wohl die geeignetste Methode, solche Fragen einer Klärung näherzubringen, ist die kleintektonische Arbeitsweise, die in neuerer Zeit bei der Unter-

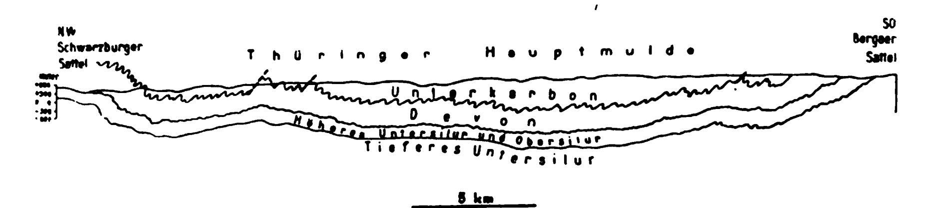


Abb. 4. Abnahme der Faltungsstärke nach dem Liegenden in der Thüringer Hauptmulde.

suchung und Entzifferung auch kompliziert gebauter Strukturen mit Erfolg angewandt wurde. Auf Grund kleintektonischer Untersuchungen im Raum Bad Blankenburg—Schmiedefeld—Lobenstein, d. h. in der Frankenwälder Querzone, hat sich folgendes über die dortigen Strukturen und ihre Zeitlichkeit ergeben:

Selbst innerhalb der nordwestlich streichenden Teile der Querzone sind — wie schon SCHOLTZ 1930 überraschenderweise feststellte — nur nordöstliche Falten entwickelt. Es besteht hier der gleiche e r z g e b i r g i s c h e F a l t e n b a u wie außerhalb der Querzone. Auf die Faltentektonik sei zunächst eingegangen. Mit ZIMMERMANN und DEUBEL lassen sich vier Größenordnungen von Falten im Thüringer Variszikum unterscheiden. Die in der Übersichtskarte hervortretenden Elemente mit durchschnittlich 40 km Wellenlänge sind die Sättel und Mulden I. Ordnung. Hierher gehören der Schwarzburger Sattel, die Thüringer Hauptmulde und der Bergaer Sattel. Diese sind wieder spezialgefaltet durch Falten II. Ordnung von einigen 100 m bis zu einigen km Wellenlänge, die in der geologischen Spezialkarte sichtbar werden. Diese wieder sind gewellt durch Falten III. Ordnung von über 1 m bis über 100 m Wellenlänge, wie sie sich in größeren Aufschlüssen zeigen. Und in den Falten III. Ordnung treten noch solche IV. Ordnung von 1 m bis unter Handstückgröße auf. Die größeren Falten sind im allgemeinen viel flacher gewellt als die kleineren, diese haben also steilere Flügel (Abb. 2). In den Falten I. Ordnung scheinen bereits epirogen angelegte Einheiten vorzuliegen, in den Sätteln also Schwellen und in den Mulden Becken; ähnlich ist es im Harz, wo die Falteneinheiten I. Ordnung, z. B. Acker-, Elbingeröder und Tanner Komplexe, ebenfalls epirogene Anlage besitzen. Die Falten niederer (II., III., IV.) Ordnung scheinen nur orogen und durch Materialeigenschaften bedingt zu sein. Eigenartig bei dem Faltenbau im mittleren Thüringischen Variszikum ist, daß die Faltungsintensität im allgemeinen von den hangenden

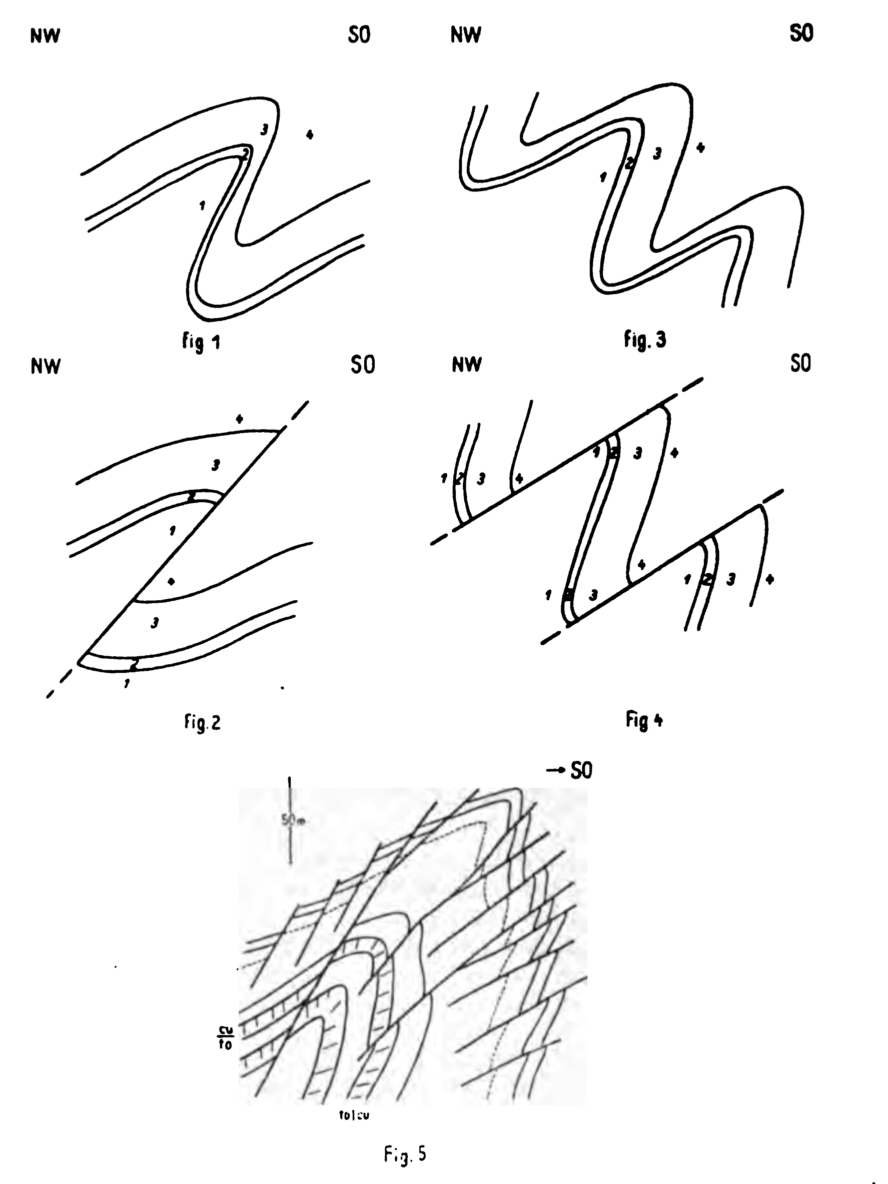


Abb. 5. Entstehung von Überschiebungsfalten (mit Faltenüberschiebungen) (Fig. 1 und 2) und von Aufbruchsfalten (mit Faltenaufbrüchen) (Fig. 3, 4 und 5). Dachschiefersattel mit Schwarten (= Aufbrüchen) (Fig. 5).

zu den liegenden Schichten allmählich abnimmt. Kulm und Oberdevon, die jüngsten Formationen, haben die relativ stärkste Einengung mit ~ 45% erfahren (Abb. 3) und die altsilurische Phykodenserie, die älteste aufgeschlossene Formation, die relativ geringste Einengung mit etwa 10%. Wenngleich die Phykodenschichten stellenweise gefaltet sind, beispielsweise im Anstieg zum Bergaer Sattel, so liegen sie doch in weiten Räumen sehr flach, wie etwa im

Gebiet westlich Lobenstein. Der Faltenbau wird also, im ganzen gesehen, nach der Tiefe flacher (Abb. 4). Offenbar ist hier unter dem Variszikum ein Basalschutz vorhanden, der durch einen vorvariszisch (vermutlich assyntisch) konsolidierten Untergrund und auch durch tiefsilurische Quarzitlager bedingt sein dürfte. Südostvergenz der Falten herrscht im Thüringer Variszikum stark vor; sie reicht nach Südosten bis an die große Göttengrüner Störung, an der der Bergaer Sattel

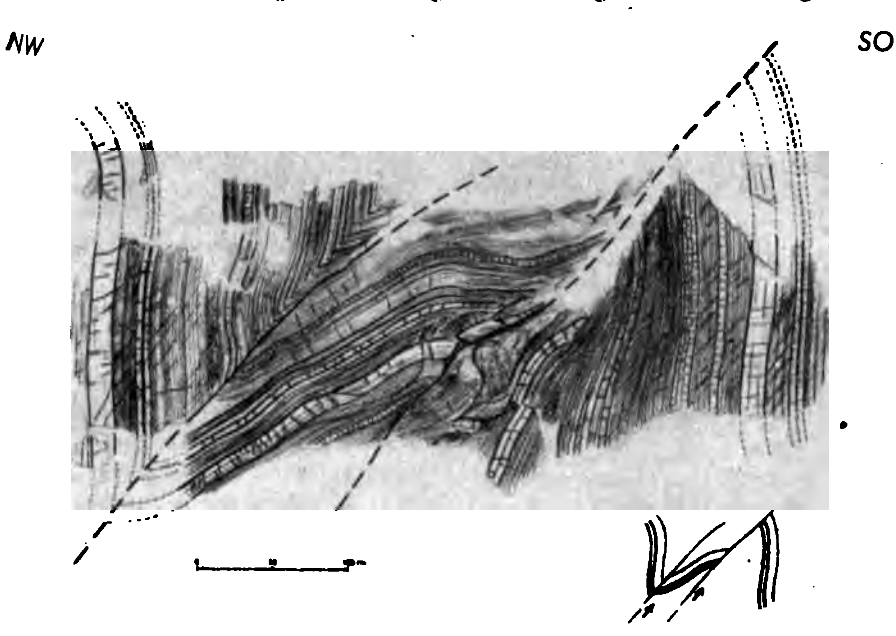


Abb. 6. Falte mit Reduktion des flachen Flügels zwischen Längsstörungen („Aufbrüchen"). Bordenschiefer (Kulm) der Chausseeböschung westlich Fischersdorf (bei Saalfeld).

der Vogtländischen Mulde aufgeschoben ist, und wird dort weithin von Nordwestvergenz abgelöst. Der Faltenspiegel des Thüringer Variszikums verhält sich wie die Einheiten I. Ordnung, d. h. er fällt am Südostrand des Schwarzburger Sattels plötzlich zur Thüringer Hauptmulde mittelsteil ab und steigt nach Südosten zum Bergaer Sattel allmählich wieder an (vgl. Abb. 4).

Recht beachtenswert im Thüringer Schiefergebirge ist die Tatsache, daß bei den Sätteln fast stets der steile bis überkippte Südostflügel mächtiger als der flache Nordwestflügel ist (Abb. 5, Fig. 3). Diese Faltenform bildet daher eine Ausnahme gegenüber den Faltenbildern, die wir sonst kennen; denn in der Regel sind nur schiefe oder überkippte Falten mit mächtigem flachen Hangendschenkel und dünnerem steilen oder liegenden Schenkel bekannt (Abb. 5, Fig. 1). Oft ist hier der flache Sattelflügel sogar an einer Störung reduziert oder ausgequetscht (Abb. 5, Fig. 4; Abb. 6). Diese streichenden Störungen, die sogenannten „Schwarten" der Schieferbergleute, sind zuletzt öfter als Abschiebungen gedeutet worden. Sie durchschneiden aber — ähnlich wie die Schieferung — die Faltenflügel stets ± parallel der Achsenebene oder ersetzen flache Faltenflügel. Sie sind also geometrisch eindeutig dem Faltenbau einzuordnen (Abb. 5, Fig. 5) und mechanisch daher dem Hauptfaltungsprozeß zuzurechnen, währenddessen keine Südost—Nordwest-Zerrung möglich war. In den Längsstörungen

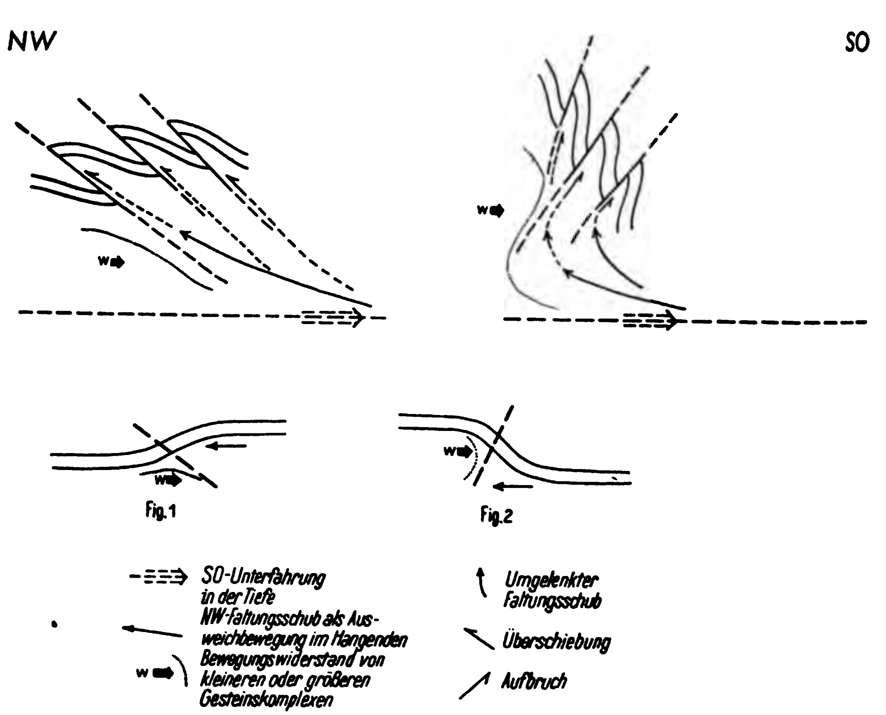


Abb. 7. Möglicher Bewegungsplan bei Überschiebungsfalten (Fig. 1) und bei Aufbruchsfalten (Fig. 2). Der Ansatzpunkt des Faltenschubes liegt bei der Überschiebungsfalte über und bei der Aufbruchsfalte unter dem Niveau des Bewegungswiderstandes.

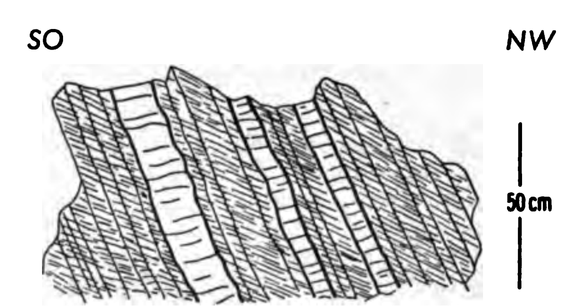


Abb. 8. Schieferung im Bordenschiefer des Kulm am Dachschieferbruch Franzensberg, 8 km südwestlich Lobenstein.

liegen also keine Abschiebungen, d. h. Ausweitungsformen, wie sie äußerlich, speziell im flachen Faltenflügel (Abb. 5, Fig. 5 links) zunächst erscheinen, vor, sondern Einengungsstörungen. Schwarten sind Quetsch- und Zerwalzungszonen, zur Faltung gehörige große Scherflächen. Der steile Faltenflügel wird gegenüber dem flachen nach Südosten emporgepreßt worden sein (Abb. 5, Fig. 3 und 4), so daß an der Schwarte Älteres (1) unter Jüngerem (4) hervortritt, weshalb man vielleicht von Aufbruchsstörungen oder Aufbrüchen oder, wenn man das Gesamtbild der Falte im Auge hat, von Aufbruchsfalten bzw. -schuppen sprechen darf im Gegensatz zu Überschiebungsfalten bzw. -schuppen (Abb. 5, Fig. 1 und 2),

ei denen Älteres (1) über Jüngeres (4) bewegt ist. EUGSTER und HEIM haben ınliche Erscheinungen wie diese Aufbrüche in den Alpen als „Unter-Vorschieıngen" bezeichnet. Im Gegensatz zum normalen Schuppenbau mit basalen berschiebungen (emporbewegende Schuppe oben) (Abb. 7, Fig. 1) liegt bei den ufbruchsschuppen die Hauptbewegungsfläche an der Hangendseite (emporewegende Schuppe unten) (Abb. 7, Fig. 2). Zu Aufbrüchen mag es gekommen in, wenn ein flaches, seitliches Ausweichen der Gesteinsmassen an Überschieıngen ausgeschlossen war, indem der Faltungsschub gegen ein höher gelegenes itliches Widerlager traf und emporgelenkt wurde, so daß nur eine Herausessung der Schuppen nach oben möglich blieb (Abb. 7, Fig. 2). Während der ächtige steile Faltenflügel offenbar die Beanspruchung fortleitete, wurde der ache Flügel von ihr betroffen, wobei er reduziert wurde. Die verschiedenen [ächtigkeiten der beiden Faltenflügel sind somit durch deren verschiedene unktionen bedingt. Die Faltungsscherung (Aufbruchsbildung) steht als Vorgang ıd wohl auch zeitlich zwischen Faltung und Schieferung: Sie bewegt größere esteinspartien wie die Faltung, wirkt aber gleitbrettbildend wie die Schierung. Sie ist demnach eine Art Großschieferung (vgl. ENGELS 1952).

Im Gegensatz zur Schichtenfolge des Harzes mit starkem seitlichem Faziesechsel bleibt im Thüringer Schiefergebirge die Ausbildung der Schichtenfolge orizontal weithin gleich. Die Faltungstektonik weist daher hier keine bedeunderen Schubstörungen und verschiedenen, in sich aber einheitlichen Bautypen uf, wie sie den Harz kennzeichnen. Nur in der Schleizer Störungszone findet ich Oberdevon flach auf Kulm überschoben (v. GAERTNER 1950, S. 432).

Das in der Frankenwälder Querzone oft recht starke, meist südwestliche, ı ihrem Nordostraum auch nordöstliche Achsengefälle bis zu 40° (vgl. Tafel 1) eht auf Kippung des Faltenbaues zurück.

Echte herzynische Falten, die bisher besonders auf Grund nordwestlichen chichtstreichens und Formationsverlaufes in der Querzone angenommen worden varen, d. h. „Quersättel" und „Quermulden", sind also nicht vorhanden. Somit ıat es auch keine Querfaltung im Thüringer Variszikum gegeben. Die großektonische Erscheinung der Frankenwälder Querzone, speziell ihr Nordwesttreichen, muß also durch Bewegungsvorgänge, die anderer Art als Faltung sind, edingt worden sein (s. S. 448).

Über die Schieferung, worunter hier ein Feingleitungsvorgang im inne einer Scherbewegung verstanden wird, läßt sich sagen, daß ihre Intensität n der Querzone im allgemeinen von oben nach unten zunimmt; die Schieferung erhält sich hierin also umgekehrt wie die Faltung. Die Schieferung ist im einelnen jedoch stark abhängig vom Material. Je plastischer die Gesteine sind, wie . B. Dachschiefer, desto vollkommener ist die Schieferung; festere Gesteine, wie Quarzite, zeigen nur Schieferungsklüftung. Bei einem Wechsel von plastischen ınd festen Lagen wird die Schieferung reduziert und gebrochen, ähnlich wie der Lichstrahl sich gegenüber verschieden dichten Medien verhält. Sie versucht, die festen Lagen auf kürzestem Wege zu durchlaufen, d. h. möglichst ⊥ zur Schichtfläche, in den plastischen Lagen paßt sie sich dagegen der Schichtung ın. Bei häufigem Materialwechsel kommt es zu einem treppenförmigen Lagewechsel der Schieferung (Abb. 8). Da festere Gesteine die Schieferung zum Lot uf der Schichtfläche ablenken, ergibt sich in Falten festerer Bänke (da hier die ichichtflächen wellenartig verbogen sind) eine fächerförmige Anordnung der chieferungsflächen, die radial vom Sattel- oder Muldenkern ausstrahlen. Drei chöne Beispiele für Fächerstruktur der Schieferung im Thüringer Gebirge finden ch am Zimmermann-Sattel bei Saalfeld und einem Sattel südlich Reschwitz,

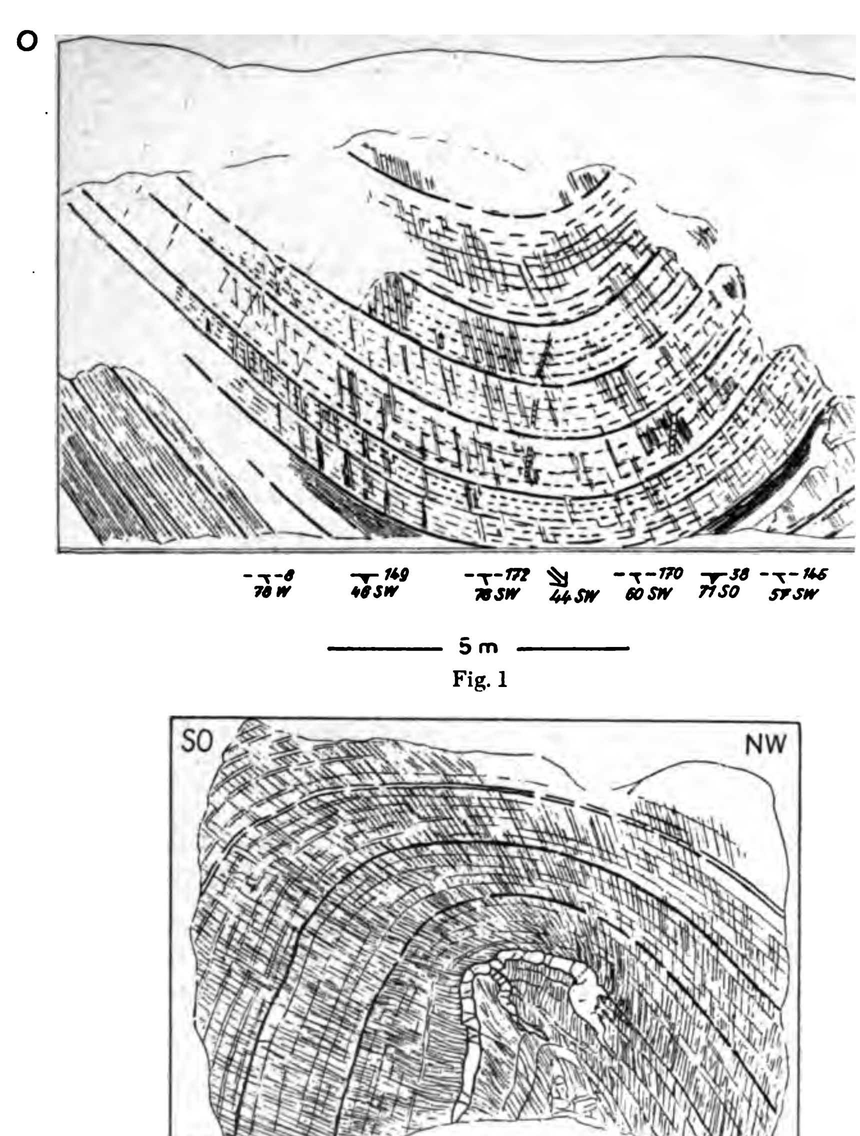


Fig. 1

Fig. 2

Abb. 9. Fächerstellung der Schieferung in einer Ockerkalkmulde. Südseite des Bahn
in Gräfenthal (Fig. 1). Südostvergenter Sattel im kleinknolligen Kalk des Oberdevor
nordwestfallender Schieferung im Südost-Flügel und steiler Schieferung im Nordw
2,5 km südlich Reschwitzer Mühle südlich Saalfeld (Fig. 2).

beide im Oberdevonkalk, und in einer Obersilurkalkmulde bei G
(Abb. 3, links; Abb. 9). Die fächerförmige Anordnung der Schieferun
dürfte in diesen Fällen rein mechanisch, durch die jeweilige Stellung
steinsbänke, bedingt sein und hat, wie auch angenommen worden ist,

frühen Anlage der Schieferungsflächen und deren Verstellung durch spätere Faltung wohl nichts zu tun.

Die Schieferungsfläche liegt im Mittelwert bekanntlich ± parallel der Mittelebene der Falte, hat im zentralen Thüringer Variszikum also Nordoststreichen und Nordwestfallen bzw. entspricht der südöstlichen Faltenvergenz. Damit ist ihr Be-

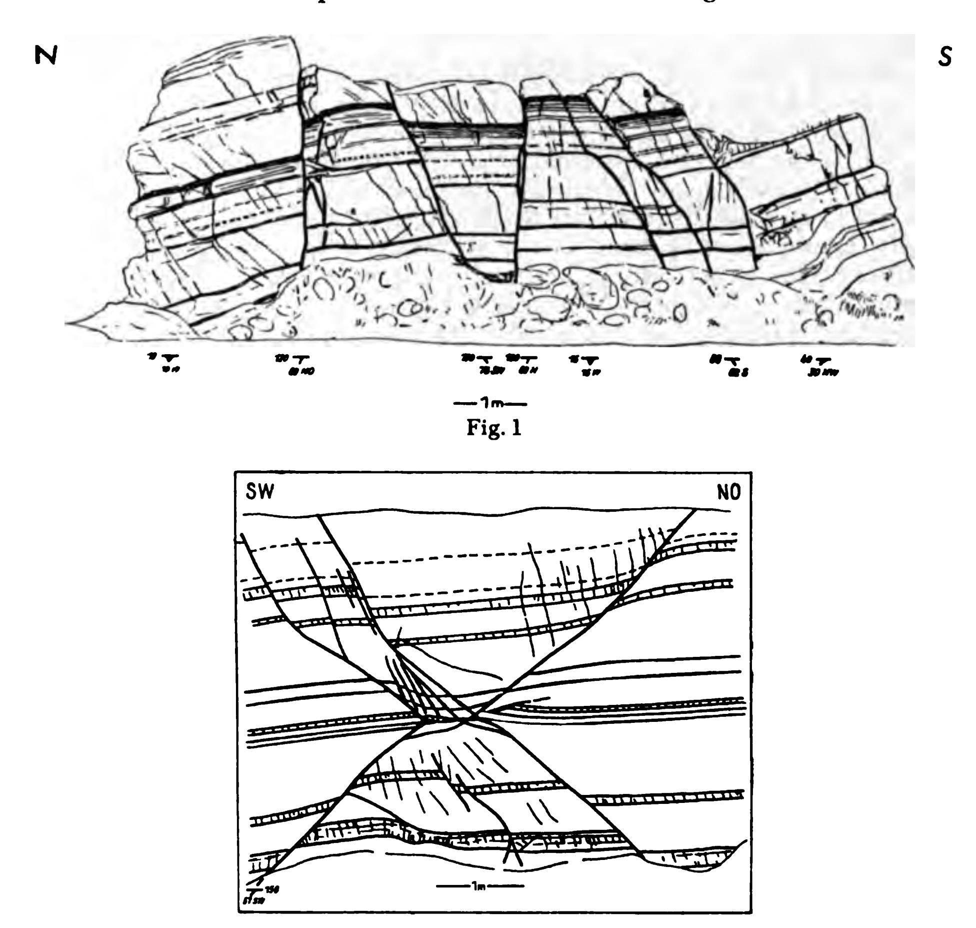


Fig. 1

Fig. 2

Abb. 10. Herzynische Bruchschollentektonik. Fig. 1: Horste und Gräben im Ockerkalk. Schatzberg bei Wittgendorf südwestlich Saalfeld. Fig. 2: X-Sprung im Bordenschiefer des Kulm. Nordwest-Wand des Koselsteinbruches südöstlich Wurzbach.

wegungssinn gegeben. Der geometrische Zusammenhang zwischen Faltung und Schieferung ist bedingt durch die gleiche mechanische Ursache: die orogene Pressung. Faltung und Schieferung sind nur zwei verschiedene Reaktionsformen des Gesteinsmaterials auf intensiven orogenen Zusammenschub. Beide Vorgänge sind, im großen gesehen, ± gleichzeitig eingetreten, innerhalb der orogenen Phase aber erfolgt die Schieferung hauptsächlich wohl erst im Hochstadium der Einengung.

Die im Thüringer Variszikum weithin konstant nordöstlich verlaufende Schieferung ist in der Frankenwälder Querzone stark in nördliche, z. T. auch in

östliche Richtung abgelenkt, was mit nachträglicher Verstellung der Schieferungsflächen innerhalb von Schollenkomplexen zusammenhängt (s. unten).

Die Klüftung streicht vorwiegend herzynisch (Haupt- oder Querklüftung), sie durchsetzt oft messerscharf die Gesteine. Die Querklüfte stehen normalerweise steil und ± ⊥ auf der Faltenachse. Ist ihr Fallen flacher, so sind sie nachträglich verstellt. Erze und viele Magmatitgänge treten hauptsächlich an Querspalten auf.

Aufschluß über den tektonischen Charakter der Frankenwälder Querzone, d. h. über die herzynischen Großformen, erhalten wir nun speziell aus den gleichgerichteten Kleinformen, den nordwestlichen Strukturen. Darunter haben sich in der gesamten Querzone fast nur echte Abschiebungen, d. h. reine Zerrungsformen gefunden (Abb. 10). Die nordwestlichen Kleinverwerfungen sind die Begleitformen der großen Nordweststörungen, der Querverwerfungen, die Sprunghöhen bis über 2000 m aufweisen (z. B. an der Frankenwälder Hauptstörung bei Lobenstein). An diesen wurde das Gebirge in der Frankenwälder Querzone in Südwest—Nordost-Richtung bis zu 15% ausgeweitet, wobei der erzgebirgische Faltenbau dort in größere herzynische Schollen zerfiel. Es entstanden Querschollen. Die Zerrungsbewegung war ursprünglich wohl horizontal, aber sie löste — um Hohlraumbildung zwischen den Schollen zu vermeiden — sekundär Drehbewegungen der Querschollen um herzynische Achsen aus. Es kam zur Schollenrotation, zu Auf- und zu Abkippungen der Schollen, wobei in der Querzone der erzgebirgische Faltenbau, d. h. Faltenachsen, Schieferungsflächen und Klüfte, stark verstellt wurden. So entstanden im Faltenbau die großen herzynischen Heraushebungszonen älterer Gesteine und die großen herzynischen Einbrüche jüngerer Schichten, z. T. echte Horste und Gräben. Dieser Vorgang der Schrägstellung der Querschollen ist wohl der bedeutsamste bei der Gestaltung der Querzone gewesen, denn er hat den Nordwestausstrich der Schichten hervorgerufen, wodurch die Querschollen speziell und damit die Querzone als Ganzes in Erscheinung treten. Überwiegend sind die Schollen nach Südwesten gekippt, im Nordostsaum der Frankenwälder Querzone aber zum Teil auch nach Nordosten, wie das Faltenachsengefälle anzeigt (vgl. Tafel 1). An einigen Stellen finden sich daher „Kippungsscheitel", Linien, zu deren beiden Seiten die Schollen in entgegengesetzte Richtung gekippt sind. Für die Schieferung ergab sich bei Südwest-Rotation der Schollen bzw. der Schieferungsfläche ein Nordstreichen, wie z. B. zwischen Lobenstein und Gräfenthal. Bei Nordostkippung der Schollen bzw. der Schieferungsfläche entstand ein ± östliches Streichen der Schieferung, wie beispielsweise bei Saalfeld und Harra (vgl. Tafel 1). Die Hochschollen der Querzone in der Linie Lobenstein—Gräfenthal—Reichmannsdorf bilden im Hinblick auf das stark vorherrschende südwestliche Abtauchen der erzgebirgischen Faltenachsen eine vorwiegend einseitige Achsenrampe, die im Nordosten von der Frankenwälder Hauptverwerfung abgeschnitten ist. Die Frankenwälder Querzone als Ganzes umschließt eine asymmetrische zweiseitige Achsenrampe (vgl. ENGELS 1952) mit sehr großem Südwestflügel. Nicht also Querfaltung, sondern das Gegenteil: Querzerrung bzw. Südwest—Nordost-Ausweitung, war die die Querzone gestaltende Bewegungsursache. Die von ENGELS festgestellten Streckungserscheinungen ⊥ zur „Quersattelzone" stehen in Übereinstimmung mit diesem Bild.

Das in der Frankenwälder Querzone bestehende herzynische Schollengebirge erstreckt sich mit einer mittleren Breite von 10 km über eine Länge von 40 km quer zu den erzgebirgisch streichenden Faltenelementen des Variszikums. Großtektonisch läßt sich die Frankenwälder Querzone in folgende herzy-

ereiche gliedern (Abb. 11, Tafel 1): 1. Saalfelder Randschollen, 2. Arns-
r Grabenzone, 3. Reichmannsdorfer Kippschollen, 4. Leutenberger Ge-
Gräfenthaler Horst und 6. Lobensteiner Horst mit angrenzenden Schol-
Hauptheraushebungszone ist der Hochschollenkomplex der Gräfenthaler
ensteiner Horste in der Achse des Thüringerwald-Sporns, jener Zug, der
s eigentlicher Frankenwälder Quersattel angesprochen wurde.

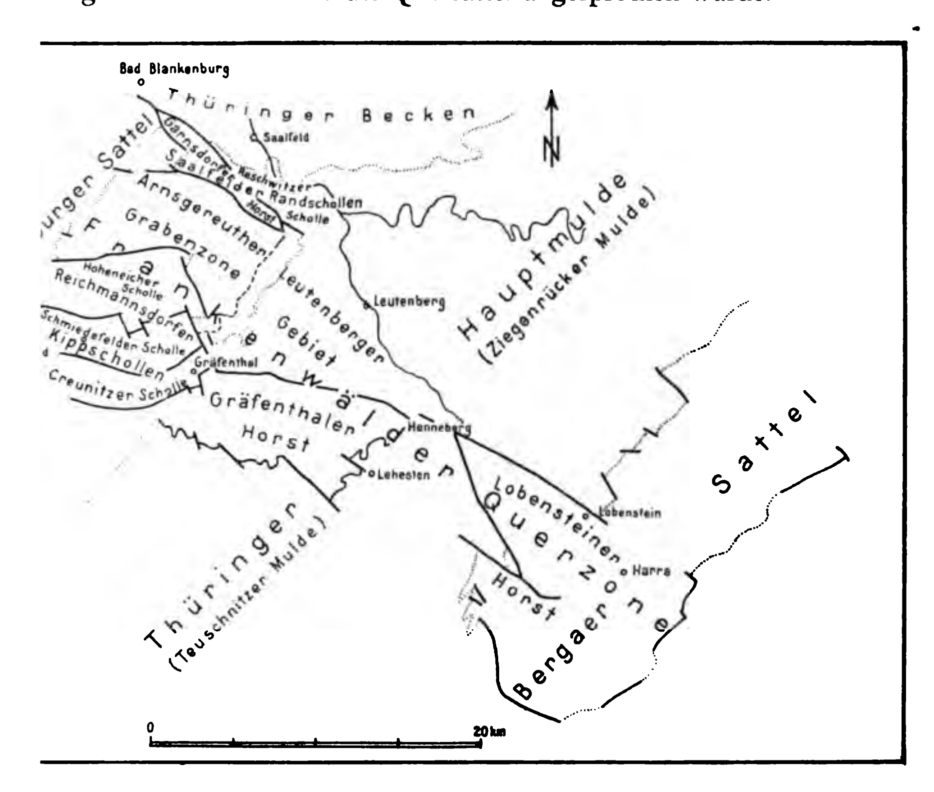


Abb. 11. Tektonische Gliederung der Frankenwälder Querzone.

rheben sich nun die Fragen, wie die Frankenwälder Querzone sich der
des Grundgebirges einordnet, weshalb nur hier bedeutende Quer-
hervortreten bzw. warum die Südwest—Nordost-Ausweitung speziell
uerzone zur Auslösung gekommen ist. Die regionale Position der Fran-
er Querzone innerhalb des Thüringer Variszikums gibt selbst Auskunft
en Entstehung.
isolierte Auftreten der Querschollen im alten Thüringer Faltenbau zeigt
daß diese mit einem weithin sich auswirkenden Bewegungsvorgang,
mit einer Längsfaltung oder einer Querfaltung, nicht unmittelbar in
ing zu bringen sind, sondern mit einem ± örtlich wirksamen Impuls.
ch finden sich die Frankenwälder Querverwerfungen, die ja die Haupt-
der Querzone sind, indem sie diese in Schollen gliedern, nur im süd-
Fortstreichen der Nordost-Randbrüche des Thüringer Waldes und der
rg—Saalfelder Bruchlinie. Auf diese Beziehung hatten bereits ZIMMER-
SEIDLITZ und SCHOLTZ hingewiesen. Alle diese Verwerfungen sind auf

eine bedeutende herzynische Störungszone konzentriert, die man als Thürin
Hauptstörungssystem bezeichnen kann (im weiteren Sinne ist auch der Südw
Randsprung des Thüringer Waldes hierher zu zählen). Die Frankenwälder Q
zone erscheint also als eine **Teilzone des Thüringer Hauptstörung systems**, und damit erklärt sich ihre spezielle Lage und ihre isolierte Stell
innerhalb des Thüringer Variszikums (Abb. 12). Im Thüringer Hauptstörun
system kommt eine tiefgreifende uralte **Schwächezone der Erdkru**

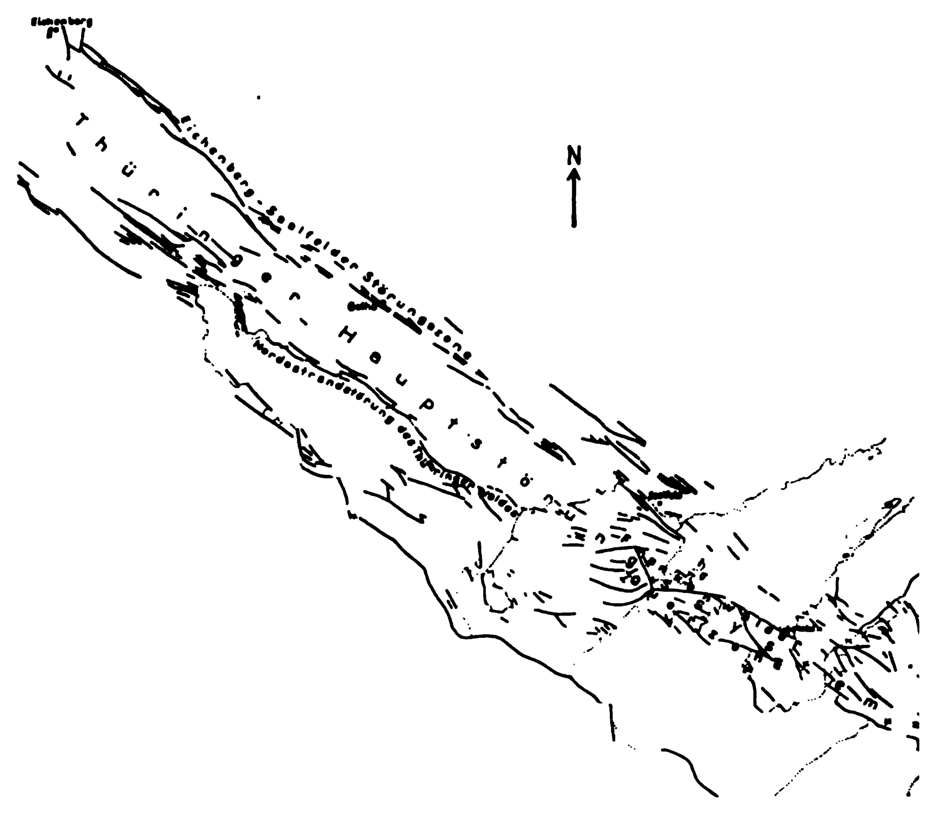
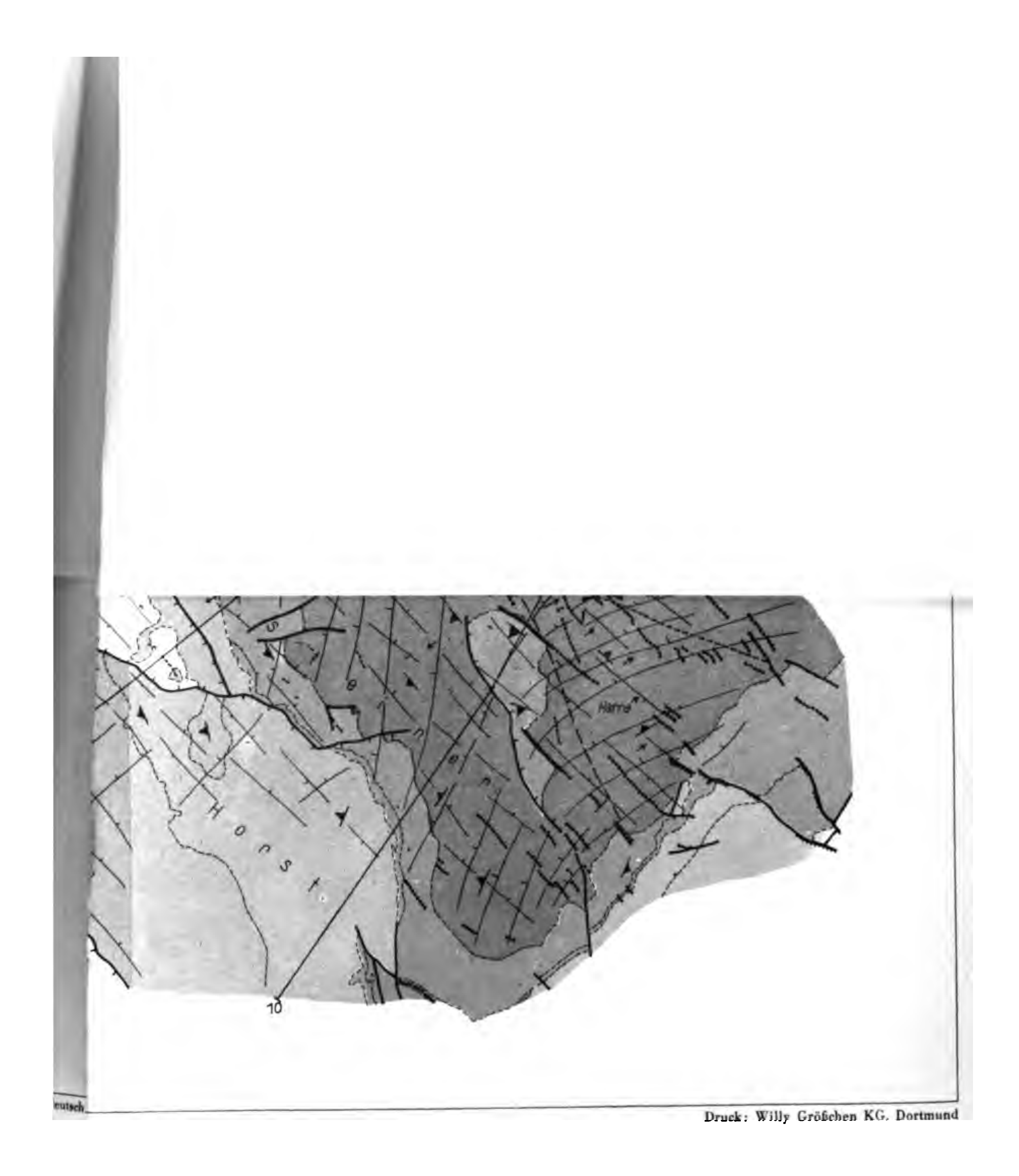


Abb. 12. Die Frankenwälder Querzone innerhalb des Thüringer Hauptstörungssystem

zum Ausdruck, ein Lineament im Sinne Stilles oder eine Geofraktur im S
von Cloos, längs deren infolge der dort starken Zerspaltung des Untergru
besondere Bewegungsmöglichkeiten gegeben waren und Bewegungen im Ve
der Erdgeschichte auch wiederholt eingetreten sind, während die Nachbargel
des Störungssystems davon relativ wenig betroffen wurden. Nur im Zuge j
Lineamentes konnte es zur Entstehung des herzynischen Frankenwälder Scho
gebirges kommen.

Auch den Magmen der Thüringer Granit- und Kersantitaufbrüche d
die Hauptdislokationszone die Wege gewiesen haben, und ferner hat die
erzung sich an diese Zone angeschlossen. Man hat aber auch die umgeke
Auffassung vertreten, daß die Querschollenbewegungen mit Aufbeulunger
folge der Granitintrusionen zusammenhängen. Die Thüringer Granitstöcke
scheinen jedoch, soweit erkennbar, für solche Leistungen zu klein. Vor a



Druck: Willy Größchen KG. Dortmund

liegt die Granitlinie, der Zug der magmatischen Hauptvorkommen, vor-
;end außerhalb der Hauptheraushebungszone der Querschollen (vgl. Tafel 1),
gerade das relativ größte Granitvorkommen vom Henneberg tritt an einer
tektonisch tiefstgelegenen Stellen des Gebirges, in einer Depression, auf:
Kreuzungspunkt der abgetauchten Querzonenachse mit der Achse der Thü-
:r Hauptmulde. Weder großtektonisch noch kleintektonisch ist ein Einfluß

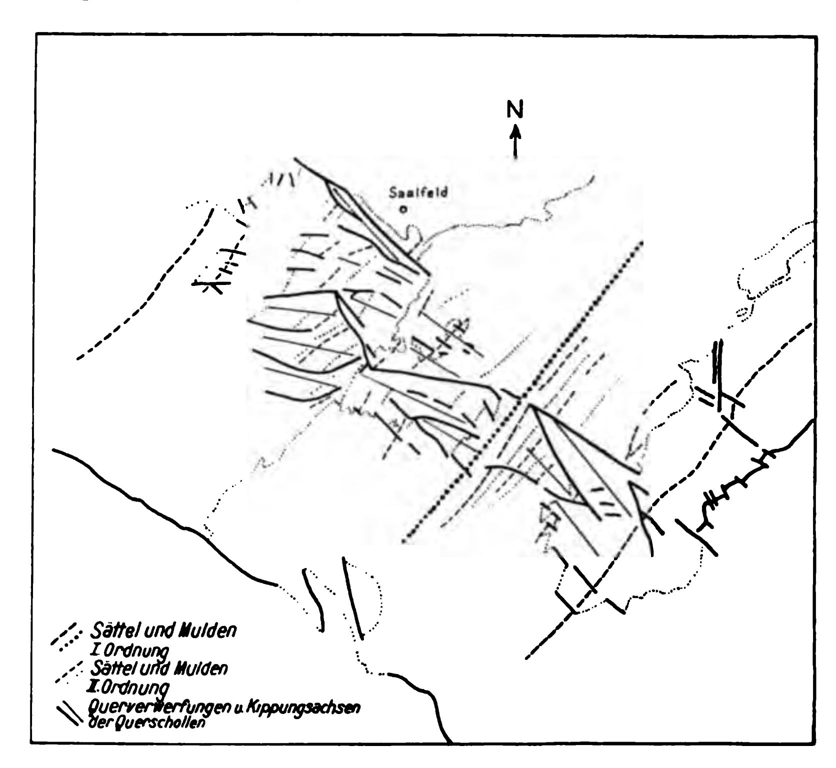
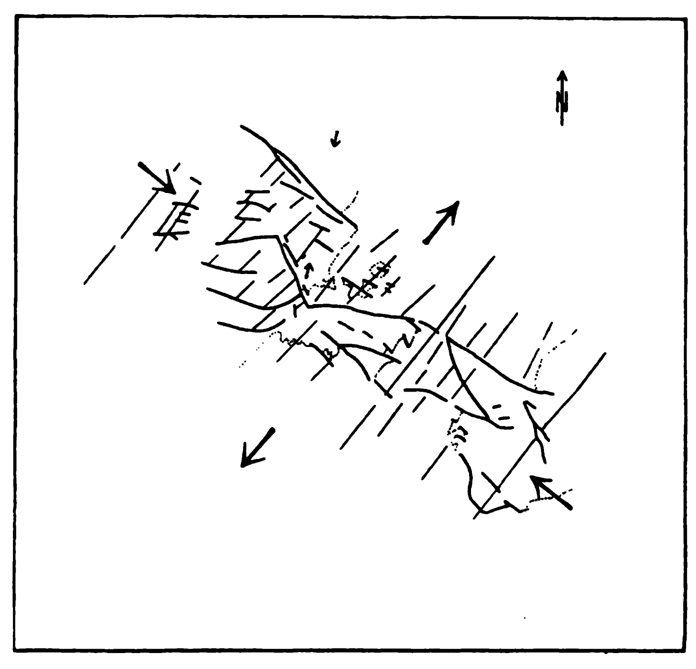


Abb. 13. Vergitterung erzgebirgischer und herzynischer Elemente
im zentralen Thüringer Gebirge.

Granitkörper in den Querschollen — etwa in Form einer Kuppelbildung
in Kleinformen — angedeutet. Vielmehr sind die Frankenwälder Quer-
:turen, ähnlich den im nordwestlichen Fortstreichen folgenden herzynischen
kturen des Deckgebirges, Erscheinungsformen germanotyper Tektonik im
: jener längeren Hauptbruchlinie. Bei den Frankenwälder Querschollen geht
germanotype Charakter aber auf den schon durch vorvariszische (wohl assyn-
e) Konsolidation bedingten Basalschutz des Thüringer Variszikums zurück.
ı alledem sind Granite und Erze hier wohl Begleiter der (Bruch-) Tektonik,
ı diese umfaßt den räumlich und zeitlich weitaus größeren Bereich (sie be-
t früher und endet später und erstreckt sich über viel weitere Räume) und
omit unabhängig von den Intrusionen.

Bei Betrachtung der gesamten Strukturen der Querzone ergibt sich, daß
dort häufig wechselnde Streichen nicht durchweg auf Faltung zurückgeht
. daß die zwei Hauptstreichrichtungen: erzgebirgisch und herzynisch, eine
envergitterung vorgetäuscht haben [der herzynische Ausstrich der Schichten

darf nicht, wie häufig geschehen, mit (Quer-) Faltung identifiziert werde In der Frankenwälder Querzone durchkreuzt vielmehr ein herzynisch Schollenstreichen herausgehobener alter (und wenig gefalteter) Schicht (Silur und unteres Devon) das erzgebirgische Faltenstreichen (jüngeren Schichten (oberes Devon und Unterkarbon), und aus der Kombinati



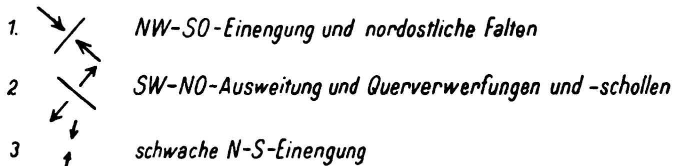


Abb. 14. Bewegungen und Strukturen in der Frankenwälder Querzone.

beider ergeben sich in vielfältiger Weise die Zwischenrichtungen. Demgen besteht hier eine Vergitterung nordöstlicher Faltenachsen mit nordw lichen Schollenachsen (Abb. 13).

Drei verschiedenartige Beanspruchungen lassen sich in der Frankenwäl Querzone trennen (Abb. 14):

1. der starke Nordwest—Südost-Schub, der die variszischen (erzgebirgischen) Fa schuf,
2. eine relativ starke, mehrmals wirksame Südwest—Nordost-Zerrung, durch die Querschollen hervortraten, und
3. eine sehr schwache, etwa süd—nördliche Einengung, die sich in der Überpress weniger Verwerfungen im Nordteil der Querzone andeutet.

Was läßt sich nun über den zeitlichen Ablauf der tektonisch Bewegungen im Querzonenraum sagen? Das herzynische Hauptstörun

tem Thüringens, durch das die Frankenwälder Querzone bedingt ist, dürfte
ch seiner Anlage als Lineament des tieferen Untergrundes schon vor-
riszisch (wohl assyntisch) entstanden sein. Besonders die starke örtliche,
ienhaft gebundene Schollenkippung und die Aufreihung der magmatischen
uptvorkommen in der Granitlinie weisen auf die Unabhängigkeit jener Bewe-
ngsfuge des tieferen Untergrundes vom variszischen Faltenbau hin und damit
f deren vorvariszisches Alter.

Danach treten in vorsudetischer Zeit herzynische Elemente im Frankenwald
eder orogen noch epirogen schärfer hervor; jedenfalls sind keine Bewegungen
ırch wesentliche Faziesänderungen oder Diskordanzen angedeutet (wie sie aber
B. weiter nordöstlich bei Greiz beobachtet sind). Die bisher an der Devon-
ırbon-Grenze angenommene Schichtlücke, die mehrfach als Anzeichen breto-
cher Faltung des sog. „Quersattels" gedeutet worden war, hat sich jetzt durch
ffindung der *Gattendorfia*-Stufe, des Unterkarbon I, bei Saalfeld geschlossen
er fanden sich am Gleitsch-Berg speziell leitende Imitoceraten und Gatten-
fien). Auch der ausgelappte Grenzverlauf der Devon-Karbon-Grenze an der
lwestseite des Lobensteiner Horstes ist nicht, wie geschehen, als Kulmtrans-
ssion auf Oberdevon zu deuten; er zeigt lediglich drei nach Südwesten unter
Kulm abtauchende Oberdevonsättel an, und beide Formationen lagern kon-
dant. Ferner ist die angenommene intrakulmische Heraushebung in der
erzone kaum nachzuweisen; denn eine solche hätte wohl zur Ausbildung nord-
tlicher Fazieszonen im Unterkarbon führen müssen.

Die in der sudetischen Phase eingetretene Hauptorogenese
im Thüringer Gebirge die stärksten Lagerungsveränderungen hervor. Der
szische Faltenbau mit Schieferung, Querklüften und Querspalten entstand,
in ihm setzten die wohl bedeutendsten Querschollenbewegungen noch wäh-
d der Hauptgebirgsbildung ein. Denn auf oder neben den Querverwerfungen,
denen der Faltenbau verkippt wurde, sind stellenweise spätorogene Magmen
orgestiegen (z. B. Quarzporphyrgänge der Hohelaß bei Meura und westlich
Henneberges). Ferner tauchen die Faltenachsen im Saalfelder Devon mit
unter fast flach liegenden Zechstein ab (Abb. 15, Fig. 1, rechts), die Zer-
stung und Verkippung des Gebirges war also hauptsächlich vorzechsteinisch.
ch nach mechanischen Gesichtspunkten wird die Südwest—Nordost-Zerrung
r Frankenwälder Querzone sich im Zuge des Lineamentes während der Haupt-
ogenese stärker als zu anderen Zeiten ausgelöst haben, weil sie mit der haupt-
ogenen Nordwest—Südost-Pressung, der stärksten Beanspruchung des Thü-
nger Raumes, mittelbar verknüpft und wahrscheinlich deren Folge war (vgl.
bb. 14). Über der im Untergrund vorhandenen Schwächezone reagierte die Erd-
uste bei der Hauptfaltung anders und lebhafter als sonst. Die magmatische
örderung und die Vererzung des Thüringer Gebirges, die vorwiegend auf die
uerzone konzentriert waren, erfolgten wie im Erzgebirge und im Harz haupt-
chlich gegen Ende der Hauptgebirgsbildung.

Querschollenbewegungen sind dann wieder in postsudetischer Zeit erfolgt;
nn die Nordwestverwerfungen schneiden auch Magmatitkörper, u. a. den
enneberggranit, sowie Erzgänge ab. Die Möglichkeit jungvariszischer, etwa
alischer Bewegungen, ist gegeben. Unbedeutende Versetzungen sind zwischen
otliegendem und Zechstein bei Saalfeld und Scheibe erfolgt. An der Gebirgs-
ndverwerfung bei Saalfeld sind Zechstein und Buntsandstein aufgerichtet wor-
n (Abb. 15). Die räumliche Verknüpfung und die strukturelle Analogie der
rankenwälder Querstörungen mit den im Nordwest-Fortstreichen gelegenen
rüchen im Deckgebirge, an denen bei Gotha noch Unterer Jura verworfen ist,

lassen darauf schließen, daß auch in der Querzone noch saxonische Bewegungen stattgefunden haben. Die Sprunghöhen der Frankenwälder Querstörungen sind aber größer, etwa 4—5mal so groß wie die Sprunghöhen der im Nordwest-Fortstreichen gelegenen Brüche im Deckgebirge, und so ergibt sich wohl auch hieraus, daß die früheren (vorsaxonischen) Schollenbewegungen die bedeutenderen waren. Dies ist ferner aus der viel größeren Verbreitung von Nordwestverwerfungen im Grundgebirge zu schließen. Mit den Bewegungen in saxonischer Zeit erfolgte nochmals ein Aufstieg von Erzlösungen, wobei es sich

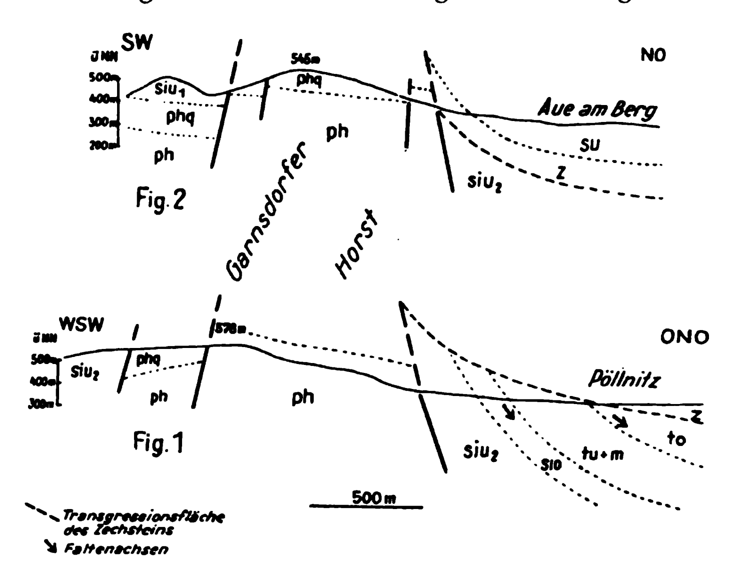


Abb. 15. Verkippung der Faltenachsen des Grundgebirges vor der Zechsteinzeit (Fig. 1) und Aufrichtung des Zechsteins an der Gebirgsrandverwerfung (Fig. 2) südlich und westlich von Saalfeld/Thüringen. Signaturen: su = Unterer Buntsandstein, z = Zechstein, to = Oberdevon, tu + m = Unter- und Mitteldevon, sio = Obersilur, siu_2 = Lederschiefer, siu_1 = Griffelschiefer, phq = Phykodenquarzit, ph = Phykodenschiefer.

um sekundär-hydrothermale Vererzung im Sinne SCHNEIDERHÖHNs handeln dürfte, deren Stoffbestand von der ersten, spätsudetischen herzuleiten ist. Die Südwest—Nordost-Zerrungen, die eine weitere Ausgestaltung der Frankenwälder Querzone mit sich brachten, haben sich offenbar auf mehrere saxonische Phasen verteilt: speziell die jungkimmerische und die subherzynische Phase sowie unmittelbar vortertiäre Bewegungen kommen hierbei in Betracht. In einen der letzten Bewegungsakte gehört die schwache Nord—Süd-Einengung an den wenig überpreßten Zerrbrüchen im Nordteil der Querzone. Jüngste Bewegungen äußern sich dann noch in zum Teil starken Reliefunterschieden, wie z. B. an der Nordrandstörung der Hoheneicher (= nördliche Reichmannsdorfer) Kippscholle im Innern des Gebirges und an der Gebirgsrandverwerfung bei Saalfeld. In den heutigen maximalen Sprunghöhen haben sich die Bewegungsbeträge aus verschiedenen orogenen Phasen summiert.

Alles in allem hat sich ergeben, daß das Thüringer Hauptstörungssystem — ähnlich wie die Hessisch-Rheinische Senke und die Eifeler Nord—Süd-Zone — zu verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte aktiv war: Es ist aus dem assyntischen Tiefbau in den variszischen Unterbau und aus diesem in den saxo-

nischen Oberbau durchgepaust worden, und es liefert somit ein Beispiel ausgesprochener Posthumität.

Die orogene Gestaltung im Zuge des Thüringer Hauptstörungssystems hat sich seit Entstehung desselben, wie sonst bei Lineamenten, in Abhängigkeit von der gegebenen Schwächezone der Erdkruste vollzogen und daher auch im Frankenwald Sonderstrukturen hervorgerufen.

Schriften *)

DEUBEL, F.: Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoikum Thüringens. — Beitr. z. Geol. v. Thür., 1, Jena 1927.

DEUBEL, F., NAUMANN, E., und SCHRÖDER, E.: Erl. d. Geol. Spezialkarte von Preußen der Blätter Gräfenthal und Bad Blankenburg, Lfg. 301, Berlin 1929 und 1930.

ENGELS, B.: Über Faltung und Scherung im Bereich des „Frankenwälder Quersattels". — Z. Dtsch. Geol. Ges. 104, 1, Hannover 1952.

v. GAERTNER, H.-R.: Probleme des Saxo-Thuringikums. — Geol. Jb. 65, Hannover-Celle 1950.

KORN, H.: Schichtung und absolute Zeit. — N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd. 74 A, Stuttgart 1938.

LORETZ, H.: Zur Beurteilung der beiden Hauptstreichrichtungen im südöstlichen Thüringer Walde, besonders in der Gegend von Gräfenthal. — Jb. Kgl. Pr. Geol. L.-A. f. 1885, Berlin 1886.

POLLAK, A.: Beiträge zu einer Deutung der Metallogenese in Thüringen. — Archiv f. Lagerstättenf., 78, Berlin 1948.

SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. u. Pal. 8, 25, Berlin 1930.

SCHWAN, W.: Die herzynische Gebirgsbildung im Frankenwald. — Vortragsmanuskript, Göttingen, März 1952.

v. SEIDLITZ, W.: Die Vergitterung tektonischer Achsen im geologischen Bauplan Thüringens. — Beitr. z. Geol. v. Thür., 1, Jena 1927.

STILLE, H.: Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. — Z. Dtsch. Geol. Ges. 99, Berlin 1947.

ZIMMERMANN, E.: Erl. der Geol. Spezialkarte von Preußen der Blätter Probstzella, Lehesten, Lobenstein, Hirschberg, Saalfeld, Lfg. 40 und 114, Berlin 1888 und 1910—1914.

*) Ein ausführliches Literaturverzeichnis ist in der Arbeit „Die Frankenwälder Querzone" enthalten.

Über die Tektonik der variszischen Granite Ostthüringens

Mit 3 Abbildungen

Von Erich Schroeder, Berlin *)

Im Bereich des Ostthüringischen Schiefergebirges ist im heutigen Abtragungsniveau nur sehr wenig Granit angeschnitten. Das ganze Gebiet ist ausgesprochen granitarm und steht damit im Gegensatz zu den angrenzenden Ge-

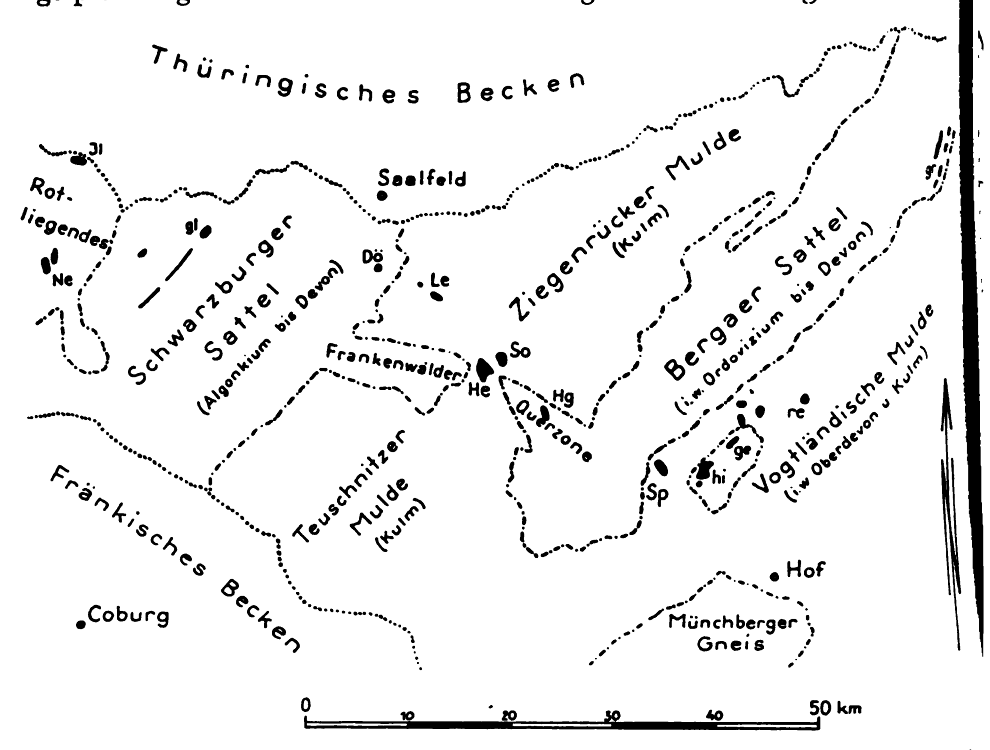
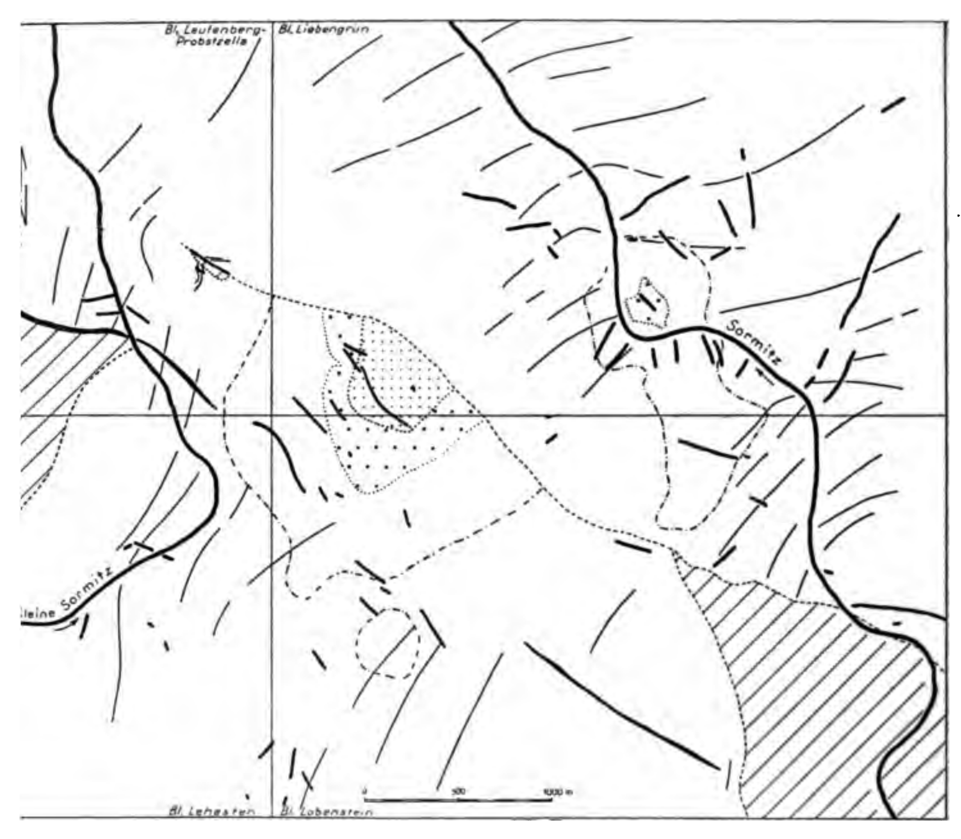


Abb. 1. Übersichtskarte des Ostthüringischen Schiefergebirges. Prävariszische Granite und Porphyroide: ge (Gefell), gl (Glasbach), gr (Greiz), hi (Hirschberg), re (Reuth). Variszische Granite bzw. Kontakthöfe: Dö (Döhlen), He (Henneberg), Hg (Helmsgrün), Il (Ilmenau), Le (Leutenberg), Ne (Neustadt), So (Sormitztal), Sp (Sparnberg).

bieten des mittleren Thüringer Waldes bzw. des Fichtelgebirges und Erzgebirges. In den Hauptsätteln — Schwarzburger und Bergaer Sattel — sowie im Hirschberger Nebensattel erscheinen in kleinen Vorkommen prävariszische (vorober-

*) Ergebnisse einer Diplomarbeit „Geologie des Granits am Henneberg in Ostthüringen" (Berlin 1953). Vorgetragen auf der Monatsversammlung der Dtsch. Geol. Ges. am 19. März 1954 („Die Granite der Thüringischen Hauptmulde").

onische) Granite und Porphyroide (Abb. 1). Variszischer Granit tritt an vier
llen in der Thüringischen Hauptmulde auf: bei Döhlen, am Henneberg, im
mitztal und bei Helmsgrün. Bei Leutenberg und Sparnberg ergibt sich aus
n Auftreten kontaktmetamorph veränderter Schiefer, daß auch hier in einiger
fe Granit anstehen dürfte. Gute Aufschlüsse sind nur am Henneberg und im



. 2. Karte der Umgebung des Henneberges. Schraffiert: Devon, weiß: Kulm, schwarz: Por-
- und Lamprophyrgänge, weit punktiert: Biotitgranit, eng punktiert: Muskovitgranit,
ezogene Linien: Streichen der Schieferung, gestrichelte Linien: Störungen, Strichpunkt-
linien: äußere Grenzen der Kontakthöfe.

mitztal vorhanden. Der Henneberggranit ist das größte dieser Vorkommen,
r auch nur knapp 1 km breit.

Der Granit des Henneberges (Abb. 2) liegt zwischen dem Devon der Gräfen-
ler und der Lobensteiner Querscholle im Unteren Kulm. Die Breite des Kon-
:hofes beträgt etwa 500 m, am Sormitztalgranit etwa 250 m. Bemerkenswert
:ine Verbreiterung der Kontakthöfe im Süden. Zur Tektonik im Nebengestein
halten sich die Kontakte ausgesprochen diskordant und scheinen ziemlich
l zu stehen. Der Granit dringt auf Schieferungs- bzw. Schichtfugen und auf
lten in das Nebengestein ein, so daß im einzelnen teilweise Akkordanz be-
ıt. Der Granit ist petrographisch nicht einheitlich. Im Dünnschliff und bei der
tierung lassen sich zwei Gesteine deutlich unterscheiden. Im äußeren Teil

des Vorkommens tritt ein Biotitgranit auf, der im Nordosten zusammen m
Kontakthof an einer Störung unterdrückt ist. Das Sormitztal hat in der ab
kenen Scholle noch einmal Biotitgranit angeschnitten. Den Kern bildet Mu
granit. Die Grenze zwischen beiden Graniten ist in einem Steinbruch
schlossen und zeigt ein Einfallen von 70—90°. Offenbar steckt also der Mu
granit mit steilen Grenzen im Biotitgranit.

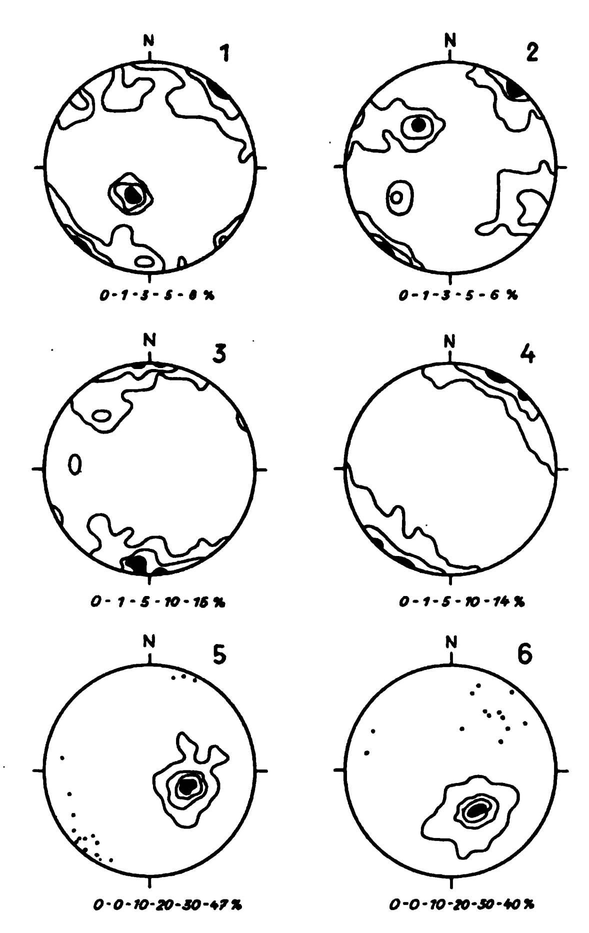


Abb. 3. Tektonische Diagramme. 1: Klüfte (699) im Biotitgranit des Steinbruchs Hen
2: Klüfte (714) im Biotitgranit des Steinbruchs Sormitztal. 3: Leukokrate Gänge (1
Steinbruch Henneberg. 4: Quarz- und Lamprophyrgänge (203) im Steinbruch Hen
5: Faltenachsen bzw. Schnittkanten zwischen Schieferung und Schichtung (15) und
ferungsflächen (34) im Kulm südwestlich des Henneberges. Schieferung ausgezählt. 6:
achsen bzw. Schnittkanten zwischen Schieferung und Schichtung (13) und Schief
flächen (38) nordöstlich des Henneberges.

Zahlreiche Gänge von Granitporphyr, Quarzporphyr und Lamprophy
santit) durchschwärmen den Granit und seinen Rahmen. Sie streichen vorw
NW—SE (herzynisch) und sitzen auf zu Spalten erweiterten Querk
NE—SW- (erzgebirgisch) streichende Gänge folgen der Schieferung bzw.
tung. Im Granit sind außerdem sehr zahlreiche leukokrate Gänge und

inge sowie eine starke hydrothermale Mineralisation festzustellen, die als Nachhase der granitischen Förderung aufzufassen sind.

Aus der statistischen Auswertung von Kluftmessungen (Diagramme 1 und 2) rgibt sich, daß folgende Kluftrichtungen vorherrschen:

Henneberggranit	Sormitztalgranit	Kontaktschiefer
135° 90°	125° 90°	135° 90° (55° SW)
40° 90°	20° 70° W	
		0° 80° E
90° 85° N		90° 90°
75° 60° S		
135° 25° NE	150° 45° NE	
	45° 40° SE	

Die steilen NW—SE-Klüfte im Granit, denen die Quarz-, Mineral- und ,amprophyrgänge folgen (Diagramm 4), lassen sich als Q, die NE—SW-Klüfte 's S im Sinne von CLOOS auffassen, die übrigen steilen Rupturen als Diagonalchtungen dieses Planes. Die Funktion der 25° NE- bzw. 40° SE-fallenden üfte ist fraglich. Deutbare Teilbarkeitsanisotropie, Einschlußregelung, Schlienbau, Quarz- und Glimmerregelung ließen sich nicht nachweisen, so daß die stlegung magmentektonischer Richtungen unsicher bleibt. Die Deutung des uftplanes wird ferner dadurch erschwert, daß nicht alle Gänge der NW—SEhtung folgen. Die aplitisch-pegmatitischen Gänge streichen vielmehr E—W iagramm 3), wie bereits ENGELS (1952) zeigte. Die größte Häufung liegt bei 0° 80° N, also etwa dem Kluftmaximum 90° 85° N — 90° entsprechend. lativ zahlreich ist ferner die Richtung 60—75° 60—80° SE vertreten. Da die anittektonischen Merkmale der „plastischen Phase" nicht deutlich entwickelt d, kann auch die Frage nach der Beziehung der inneren Tektonik zum Kontakt d zur äußeren Tektonik nicht hinreichend beantwortet werden. Zwischen der ufttektonik des Granits und dem Spaltennetz des Rahmens besteht jedoch wesentlichen Harmonie.

Zahlreiche steile, NW—SE-streichende Rupturen im Granit tragen eine arnischrillung, die meist ebenfalls steil einfällt. Über das Alter der Bildung on Spalten und Verschiebungsflächen sind einige Aussagen möglich. Die variszichen Granite Ostthüringens liegen sämtlich auf einer herzynischen Linie, die ine Schwächezone darstellt, an der kleine Spaltenplutone aufgedrungen sind (Abb. 1). Unmittelbar im Anschluß an die Granitintrusion kam es zur Bildung von Spalten, denen Ganggranite folgen. Diese ältesten Gänge werden von Apliten durchschlagen. An einer Stelle war nachzuweisen, daß der Ganggranit von einer voraplitischen Verwerfung betroffen ist. Die herzynischen Lamprophyr- und Quarzgänge setzen quer durch die E—W-streichenden leukokraten Gänge hindurch und sind also jünger als diese. ENGELS (1952) wies darauf hin, daß der hieraus abzuleitende Wechsel der Beanspruchung auch in den kulmischen Dachschiefern nachzuweisen ist. Die Altersbeziehung der Kersantite zu den Quarzgängen ist nach dem Geländebefund nicht sicher zu entscheiden, und die Granitporphyrgänge lassen sich überhaupt nicht näher einstufen. Die aplitisch-pegmaitischen Gänge werden vielfach an durch Quarz verheilten herzynischen Spalten verworfen. Im Aufschluß sind vertikale Verschiebungsbeträge bis 0,5 m zu beobichten. Diese Verschiebungen müssen variszisch sein, da ja die Quarzgänge zur Nachphase der granitischen Förderung gehören. Gleichsinnige Bewegungen haben aber auch nach der Bildung primärer Mineralbeläge stattgefunden. Ihr Alter läßt sich nicht näher festlegen. Viele sind vielleicht nur wenig jünger als

die Mineralisation, jedoch mag teilweise auch saxonisches Alter in Frage kommen. Den älteren Verschiebungen sind also posthum jüngere — und jüngste? — gefolgt. Nach den Beziehungen zwischen Rupturen und magmatischen Nachschüben läßt sich das tektonisch-magmatische Geschehen zu der folgenden Reihe ordnen:

Aufreißen einer vorgranitischen Schwächezone (NW—SE)
Intrusion der Granite
Spalten
Ganggranite
(Spalten, z. T. Verschiebungen)
leukokrate Gänge (E—W)
Spalten und Verschiebungen
Lamprophyr?, Quarz (NW—SE), hydrothermale Mineralien
jüngere Verschiebungen an herzynischen Flächen
jüngste Verschiebungen?

Im Kulm südwestlich des Henneberges fallen die Faltenachsen und Schnittkanten zwischen Schichtung und Schieferung schwach nach SW ein. Die Lage der Transversalschieferung schwankt um den Wert 20—30° 30—40° NW (Diagramm 5). Nordöstlich vom Henneberg fallen die Achsen ± 30° NE, und die Schieferung liegt bei 70—80° 30—40° NW (Diagramm 6). Die Änderung des Streichens der Schieferung erfolgt nicht abrupt, sondern mit Übergängen (Abb. 2). Die Zone des Umbiegens hat herzynischen Verlauf und läßt sich quer durch einen großen Teil des Ostthüringischen Schiefergebirges verfolgen (v. GAERTNER [1953] u. a.). Sie ist in der Umgebung des Henneberges zugleich Scheitelzone einer zweiseitigen Achsenrampe und fällt außerdem z. T. mit einer größeren Verwerfung zusammen. Ferner sind die Granitaufbrüche an diese Zone gebunden. Bei der Kleinheit der an der Oberfläche sichtbaren Granitstöcke ist es nicht wahrscheinlich, daß diese ihr Dach emporgewölbt und dadurch das Umbiegen der Schieferung und das Achsengefälle verursacht haben. Der Verlauf der Kontakte und der Gesteinsgrenzen im Granit selbst, soweit diese sichtbar sind, scheint ja dafür zu sprechen, daß es sich um kleine Vertikalplutone mit steil einfallenden Grenzen handelt. Das Kartenbild deutet ebenfalls darauf hin. Wir haben es stets mit sehr kleinen Anschnitten von gleicher Größenordnung zu tun. Auch in den älteren Formationen der Querscholle fehlen größere Granitmassen. Es gab bisher keine Hinweise darauf, daß nach der Tiefe bald eine Verbreiterung einsetzt. Die von WATZNAUER (1954) angenommene granitische Unterlage Thüringens ist noch zu wenig bekannt, um zur Tektonik des Schiefergebirges in Beziehung gesetzt werden zu können. Das Aufdringen kleiner Spaltenplutone ist im Zusammenhang mit einem größeren Störungssystem zu sehen, das außerdem durch Änderungen des Achsengefälles und des Streichens der Schieferung sowie in saxonischer Zeit durch die Gebirgsrandverwerfungen gekennzeichnet ist.

Schriften

ENGELS, B.: Über Faltung und Scherung im Bereich des „Frankenwälder Quersattels". — Z. Dtsch. Geol. Ges. **104**, S. 62—68, Hannover 1953.

v. GAERTNER, H. R.: Die geometrischen Beziehungen zwischen Schieferung und Faltenachsen. — Z. Dtsch. Geol. Ges. **104**, S. 69—93, Hannover 1953.

WATZNAUER, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. — Geologie **3**, S. 688—706, Berlin 1954.

ZIMMERMANN, E.: Bl. Liebengrün und Probstzella mit Erläuterungen, Berlin 1888.

— Bl. Lehesten und Lobenstein mit Erläuterungen, Berlin 1910/11.

Die Westfal-Stefan-Grenze im Saarkarbon im Bereich der Grube Göttelborn

Mit 3 Abbildungen im Text und 1 Tafel

Von P. GUTHÖRL, Saarbrücken (Bergschule)

Die Grube Göttelborn ist eine der am weitesten im Norden des Steinkohlengebietes gelegenen Gruben. Infolge des generellen Nordwest-Einfallens der Gebirgsschichten ist es verständlich, daß diese Grube Flöze der hangenderen Karbonschichten baut. Aufgeschlossen ist die Schichtenfolge vom Tonstein 1 im Liegenden bis zum Flöz Schwalbach im Hangenden. Durch den Querschlag 2

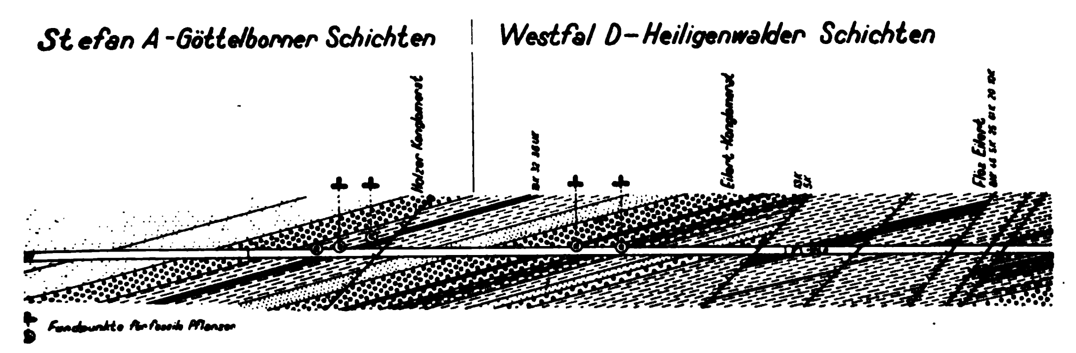


Abb. 1. Grube Göttelborn. Schnitt durch den Hauptquerschlag 2. Sohle. Bereich des Eilert- und Holzer Konglomerats.

— west — nach Süden in der 3. Sohle sind noch einige Meter im Liegenden des Tonsteins 1 aufgefahren. Und durch den Schacht Lummerschied sind über das Flöz Schwalbach hinaus noch jüngere Schichten erschlossen. Demnach liegt hier eine aufgeschlossene lückenlose Schichtenfolge von den höheren Luisenthaler Schichten (Westfal D) bis zu den tieferen Heusweiler Schichten (Stefan B) vor. Der Abbau bewegt sich im oberen Teil der Heiligenwalder Schichten vom Flöz Gisela = Flöz Sophie (Reden) im Liegenden bis zum Flöz Eilert im Hangenden und in den Göttelborner Schichten (Stefan A) im Flöz Wahlschied und Schwalbach.

Durch den nördlichen Hauptquerschlag in der 2. Sohle wurden zunächst Schichten des oberen Westfal D, sodann solche des Stefan A mit den Flözen Wahlschied und Schwalbach erschlossen. Das Holzer Konglomerat als Grenzhorizont zwischen dem Westfal und dem Stefan liegt hier mit einer Mächtigkeit von 5—6 m vor. Seine Gerölle erreichen Durchmesser bis 20 cm. Die Farbe des Gesteins ist rötlich. Im Liegenden des Holzer Konglomerats liegt eine 15 m mächtige Gesteinsserie, die aus Sandstein, Sandschiefer und Schieferton mit einem dazwischen geschalteten Kohlenflözchen (Abb. 1) besteht. Weiter im Lie-

genden ist ein 8—9 m mächtiges Konglomerat aufgeschlossen, dessen Gerölle bedeutend kleiner sind. Es hat stellenweise eine schwache Rotfärbung; doch herrscht die graue Farbe vor. Unter diesem Konglomerat liegt das Flöz Eilert.

Bode (1936) hält das liegendere Konglomerat auf Grund der Fossilführung in den Schichten zwischen beiden Konglomeraten für das Holzer Konglomerat. Dieser Meinung hat sich Rücklin (1952) angeschlossen; und er folgert daraus, daß das Holzer Konglomerat von Göttelborn aus nach Südwesten in steigendem Maß von stefanischen Schichten unterlagert wird und sei jüngeren stefanischen Alters. In Lothringen soll nach ihm die Zone von Faulquemont in das Stefan zu stellen sein [1]).

Meine eigenen Beobachtungen waren von jeher derart, daß ich mich den Meinungen Bodes und Rücklins nicht anschließen konnte. Um aber ein einwandfreies stratigraphisches Bild in dieser Hinsicht zu bekommen, benützte ich im Mai 1943 die Gelegenheit, mit Professor Gothan zusammen auf einer gemeinsamen Grubenfahrt in diesem Schichtenbereich floristische Untersuchungen durchzuführen. Es wurden dabei eine Anzahl von Pflanzenresten gesammelt, die im nachstehenden aufgeführt und je nach Bedeutung der jeweiligen Art eine kurze Beschreibung erfahren sollen. An fünf verschiedenen Punkten (Abb. 1) wurden die Gebirgsschichten auf ihre Fossilführung untersucht. Bei den Punkten a und b wurden keine bestimmbaren Pflanzenreste vorgefunden. Es handelt sich aber in den Schichten bei den Punkten a bis c ungefähr um den gleichen Horizont. Die Gesteinsfarbe ist hier grau, mitunter etwas rötlich.

Punkte a bis c

Ptychocarpus unitus (Brgt.)
Lepidostrobophyllum majus (Brgt.)
Sphenophyllum emarginatum (Brgt.)

[1]) In einer besonderen Abhandlung werden die stratigraphischen Verhältnisse im Bereich der Grube Falkenberg (Faulquemont) in Lothringen dargestellt.

Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 16

Fig. 1: *Sphenopteris neuropteroides* Boul. 1 A × 1,2; 1 B × 3. — Fundort: Grube Göttelborn (Saar); 2. Sohle, nördl. Hauptquerschlag, Punkt d. Fundschichten: Mittl. Oberkarbon, Westfal D, Heiligenwalder Schichten. — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3781.

Fig. 2: *Alethopteris costei* Zeiller. 2 A × 1,2; 2 B × 3. — Fundort und Fundschichten: wie bei Fig. 1. — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3783.

Fig. 3: *Alethopteris davreuxi* (Brgt.) × 1,2. — Fundort und Fundschichten: wie bei Fig. 1. — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3784.

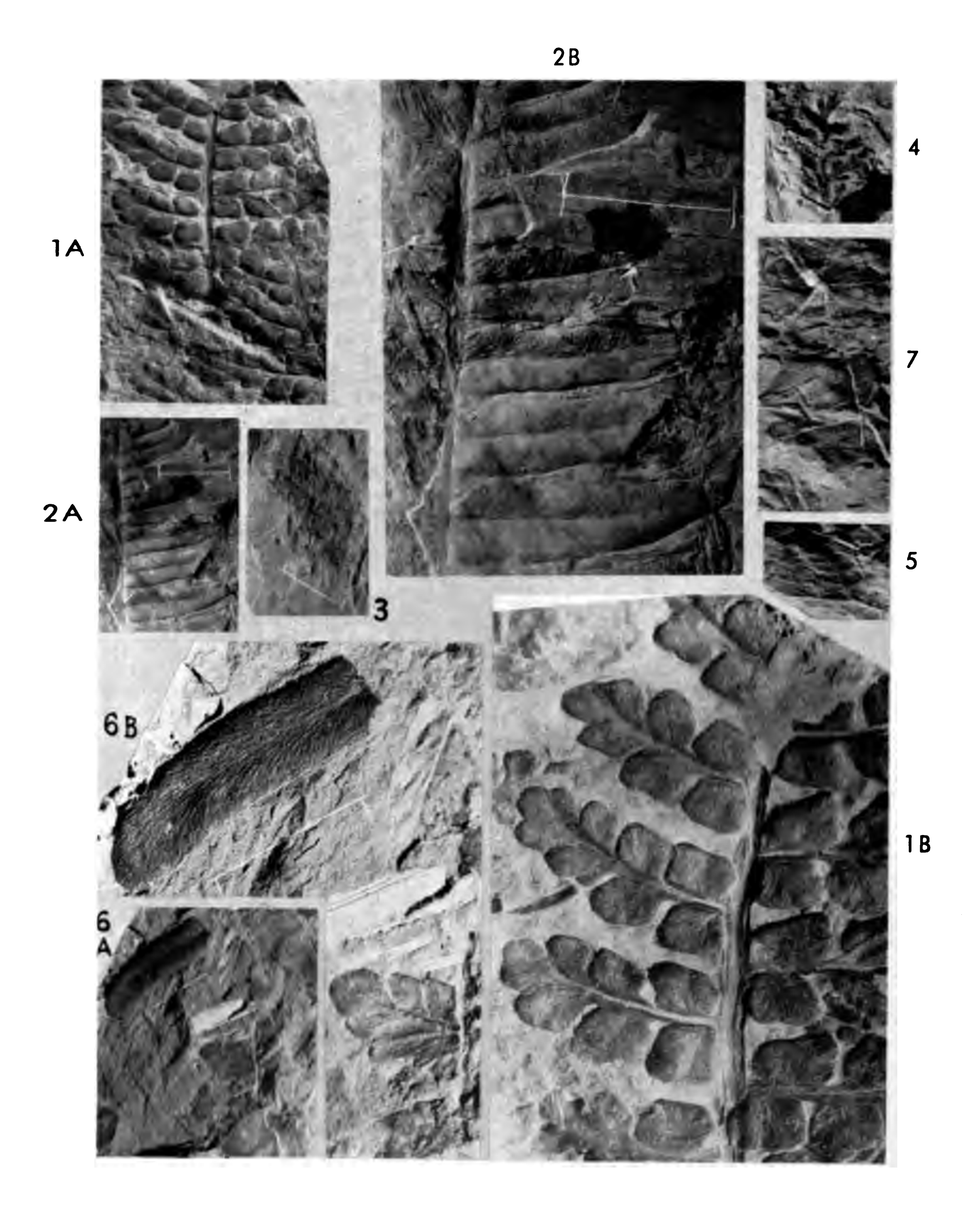
Fig. 4: *Palmatopteris furcata* (Brgt.) × 1,2. — Fundort und Fundschichten: wie bei Fig. 1. — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3785.

Fig. 5: *Asterotheca opulenta* Corsin × 1,2. — Fundort und Fundschichten: wie bei Fig. 1. — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3786.

Fig. 6: *Linopteris obliqua* Bunb. 6 A × 1,2; 6 B × 3. *Dicksonites pluckeneti* (v. Schloth.). Fundort und Fundschichten: wie bei Fig. 1 (Punkt e). — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3787.

Fig. 7: *Sphenophyllum emarginatum* Brgt. × 1,2. — Fundort und Fundschichten: wie bei Fig. 1. — Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3788.

(Alle Figuren sind Aufnahmen des Verfassers.)


2B
4
1A
7
2A
5
3
6B
1B
6
A

Ptyarpus unitus (Brgt.)

An den Resten einer F.v.O. mit einigen Fragmenten von F.l.O. ist die Art, sonders an dem eigenartigen Geäder, gut zu erkennen.
Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3790.

ınkt d

Stenftenbergia plumosa (Artis)
Asterotheca opulenta Corsin
?Diplazites logifolius (Brgt.)
Sphenopteris neuropteroides (Boul.)
Palmatopteris furcata (Brgt.)
Alethopteris costei Zeiller
Alethopteris davreuxi (Brgt.)
Sphenophyllum emarginatum Brgt.
Calamites suckowi Brgt.
Annularia stellata (v. Schloth.)
Cordaites palmaeformis (Goepp.)
Cordaianthus spec.

Asterotheca opulenta Corsin

Taf. 16, Fig. 5

Von dieser Art liegt nur ein kleines Fragment vor, das zwei F.v.O. dar-llt. Sowohl die Anordnung der F.l.O. wie auch das Geäder derselben sprechen : *Asterotheca opulenta*. Wie bereits Corsin (1951) bemerkte, ist dies die Art, des öfteren als *Pecopteris abbreviata* angesprochen wurde.
Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3786.

?Diplazites longifolius (Brgt.)

Ein winziger Rest einer F.l.O. zeigt das für diese Art charakteristische Ge-er. Jedoch läßt es sich nicht einwandfrei feststellen, ob es sich tatsächlich um *iplazites longifolius* handelt.
Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3789.

Sphenopteris neuropteroides (Boul.)

Taf. 16, Fig. 1 A—B und Abb. 2

Der Erhaltungszustand des Fossils ist als recht gut zu bezeichnen; das ider der F.l.O. ist deutlich ausgeprägt. Die Sp.v.O. ist deutlich fein längs-treift. Die basalen F.l.O. sind ± eingekerbt, bisweilen so tief, daß ohr-chenähnliche Formen zustande kommen, wie sie für die Mariopteriden be-hnend sind. Die Adern entspringen an der Fiederbasis aus einer Hauptader. den basalen F.l.O. entstehen zwei Aderbündel, die jeweils durch wieder-te Gabelung stärker verzweigt sind. Bei manchen F.l.O., besonders im oberen l der F.v.O., ist dies nicht der Fall. Das Stück hat größte Ähnlichkeit mit cken aus dem Karbon Großbritanniens (Kidston 1923—25).
Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3781 und C/3782 (Gegendruck).

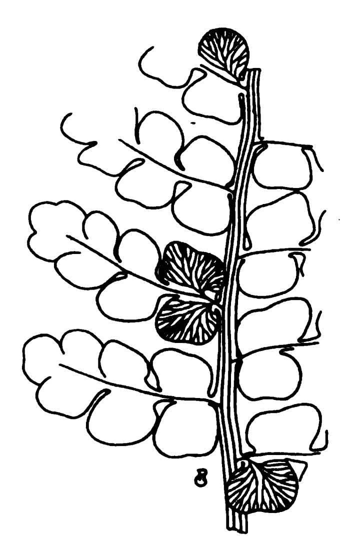


Abb. 2. *Sphenopteris neuropteroides* BOUL. × 3, hergestellt v. Verf. auf Grund der Fig. 1 B der Taf. 16

Palmatopteris furcata (BRGT.)

Taf. 16, Fig. 4

Von dieser recht gut kenntlichen Form liegt der obere Teil einer F.v.O. vor. Die Zerteilung der F.l.O. ist weniger weit fortgeschritten.

Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3785.

Alethopteris costei ZEILLER

Taf. 16, Fig. 2 A—B

Form und Aderung der F.l.O. sind deutlich ausgeprägt. Diese sind im letzten Drittel der Länge etwas nach oben gebogen, annähernd sichelförmig. Die Adern sind etwas geschwungen, teils einfach, teils mehrfach gegabelt und treffen den Fiderchenrand recht- bis spitzwinkelig. Wie bereits GOTHAN (1923) andeutete, kann diese Art leicht mit *Callipteridium gigas* verwechselt werden. Stücke dieser Art aus dem Stefan A des Saarkarbons (Abb. 3) lassen den Unterschied aber deutlich erkennen. Bei dieser sind die Äderchen enger angeordnet und noch mehr geschwungen, mitunter S-förmig, so daß sie den Fiederchenrand nicht rechtwinkelig, sondern spietzwinkelig treffen.

Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3783.

Alethopteris davreuxi (BRGT.)

Taf. 16, Fig. 3

Auf dem Fundstück sind eine vollständige und der Rest einer F.l.O. erhalten. Das Geäder ist deutlich und scharf ausgeprägt. Die Anordnung desselben und die Art der Verzweigung sprechen für *Alethopteris davreuxi*.

Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3784.

Sphenophyllum emarginatum (BRGT.)

Taf. 16, Fig. 7

Das vorliegende Stück zeigt die Art mit ihren bezeichnenden Merkmalen. Die einzelnen Blättchen sind keilförmig mit deutlich gezähntem Rand. Sie sitzen jeweils zu sechsen um den Stengel.

Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3788.

Punkt e

Dicksonites pluckeneti (v. SCHLOTH.)

Taf. 16, Fig. 6 A—B

Auf dem Fundstück ist der obere Teil einer F.v.O. erhalten, dessen F.l.O. die Art nach Form und Aderung eindeutig erkennen lassen.

Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3787.

Linopteris obliqua BUNB.

Taf. 16, Fig. 6 A—B

Die leicht sichelförmig gekrümmte F.l.O. zeigt das recht markante Maschen-Geäder, wie es für die Art bezeichnend ist.

Verbleib: Bergschule Saarbrücken, C/3787.

Von den vorstehend aufgeführten Pflanzenarten sprechen eindeutig für Westfal D

Senftenbergia plumosa
Asterotheca opulenta
Sphenopteris neuropteroides
Palmatopteris furcata
Alethopteris davreuxi
Linopteris obliqua
Lepidostrobophyllum majus
Sphenophyllum emarginatum

Wenngleich auch *Alethopteris costei* im Stefan Mittelfrankreichs vorkommt, so habe ich es bis jetzt im Saarkarbon nur in den Heiligenwalder Schichten des Westfals D gefunden. Wenn die Art hin und wieder aus dem Stefan des Saarkarbons genannt wurde, so ist eine Verwechselung mit *Callipteridium gigas* (v. GUTB.) die Ursache. Vergleicht man die Abb. 3 mit der Fig. 2 der Taf. 16, so ist der Unterschied zwischen beiden Arten deutlich festzustellen. *Ptychocarpus unitus* kommt sowohl im Westfal D wie auch im Stefan des Saarkarbons vor. Dasselbe gilt für *Annularia stellata*. *Sphenophyllum emarginatum* könnte mit *Sph. oblongifolium* GERM. & KAULF. verwechselt werden. Doch sind sie bei näherer Betrachtung leicht voneinander zu unterscheiden. Die Blättchen von *Sph. oblongifolium* sind etwas tiefer und schärfer gezähnt als diejenigen von *Sph. emarginatum* und nach vorne in der Regel schmäler als in der Mitte. *Sph. emarginatum* habe ich im Stefan des Saarkarbons noch nicht angetroffen, ebenso *Sp. oblongifolium* nicht im Westfal. *Linopteris obliqua* ist für den oberen Teil des Westfals D bezeichnend, im Stefan nicht mehr vorhanden.

Von den angeführten 16 verschiedenen Pflanzenarten sprechen demnach eindeutig 8 für Westfal, 3 Formen kommen sowohl im Westfal wie auch im Stefan vor. Ausgesprochene Stefan-Formen, wie z. B. *Acitheca polymorpha*, *Asterotheca candolleana*, *Asterotheca arborescens*, *Asterotheca cyathea*, *Pecopte-*

ris feminaeformis, Sphenophyllum oblongifolium usw., wurden nicht vorg funden.

Das Meterflöz = Flöz Andrè der Grube Viktoria, von BODE (1936) ins obe Westfal D gestellt, konnte ich im vergangenen Jahre im Aspenschacht dies Grube auf seine Fossilführung und Struktur untersuchen. Vorherrschend i *Asterotheca cyathea* (v. SCHLOTH). Außer dieser Art konnte ich feststell



Abb. 3. *Callipteridium gigas* (v. GUTB.) × 3, Gr. Duhamel (Saar); Stefan A (Göttelborne Schichten), Hangendes des Flözes Wahlschied.

Sphenophyllum oblongifolium (häufig), *Annualaria sphenophylloides* ZENK. u *Ptychocarpus unitus*. Das Flöz Andrè liegt im Aspenschacht rund 110 m üb dem Holzer Konglomerat und gehört infolgedessen, wie es auch die foss Flora aus seinem Hangenden eindeutig erkennen läßt, in das Stefan A (Gött borner Schichten).

Zusammenfassung

Auf Grund des fossilen Pflanzen-Vereins, wie er in den Gebirgsschicht zwischen dem Flöz Eilert und der zweiten, darüberliegenden Konglomeratba im nördlichen Hauptquerschlag der 2. Sohle, Grube Göttelhorn, angetroff wurde, ist diese Konglomeratbank das „Holzer Konglomerat". Es h eine rötliche Färbung, und seine Gerölle-Komponenten erreichen bis 20 c Durchmesser. Die untere Konglomeratbank ist vorwiegend grau gefärbt u hat kleinere Gerölle-Komponenten. Es entspricht dem „Eilert-Kongl merat", wie es auch in anderen Feldesteilen der Grube Göttelborn mit kl nerem oder größerem Abstand über dem Flöz Eilert liegt. Die Grenze We fal/Stefan liegt an der Basis des Holzer Konglomerats.

Schriften

BODE, H.: Paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im Saarbrücker Karbon. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **171**. Berlin 1936.

CORSIN, P.: Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. — I. Flore fossile. 4. Pecoptéridées. Études des Gîtes minéraux de la France. Lille 1951.

GOTHAN, W.: Leitfossilien. Lfg. 3. Karbon und Perm (Pflanzen). Berlin 1923.

KIDSTON, R.: Fossil Plants of the Carboniferous Rocks of Great Britain. — Mem. geol. Surv. Gr. Brit. Palaeontology, **2**. London 1923—1925.

RÜCKLIN, H.: Das Holzer Konglomerat im Saarkarbon. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1952, Stuttgart 1952.

Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns*)

Mit 2 Abbildungen

Von WERNER ZEIL, München

Inhalt

1. Problemstellung

In den Bayerischen Kalkalpen liegt die Oberkreide transgressiv über einer mehr oder weniger konkordanten Schichtfolge, die von der tiefen Trias bis in die höhere Unterkreide reicht. In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde das Gebiet der Bayerischen Kalkalpen durch eine Reihe von geologischen Spezialaufnahmen im Maßstab 1 : 25 000 genauer bekannt. Auf Grund dieser Aufnahmen ist heute ein ziemlich lückenloser Überblick über die Vorkommen transgressiver Kreide in den Alpen zwischen Iller und Traun möglich.

Das Ergebnis der bis zum Jahre 1951 ausgeführten Arbeiten kann man im Hinblick auf diese Kreideserie in aller Kürze etwa folgendermaßen zusammenfassen:

Gault findet sich nur an einigen Stellen in den Allgäuer Alpen, und zwar handelt es sich um tiefes Alb. Das gesamte Cenoman ist mit einer reichen Evertebratenfauna vertreten. Turon fehlt. Gault- und Turonzeit entsprechen im wesentlichen der vorcenomanen bzw. der vorgosauischen Gebirgsbildung. Im Coniac beginnt die Transgression der Gosauserie, die im betrachteten Raum nur im Inntal und an einigen Stellen der Ammergauer Alpen erhalten ist.

Im westlichen Teil der Bayerischen Alpen konnte von KOCKEL, SCHMIDT-THOMÉ & CUSTODIS (1936, S. 187) gezeigt werden, daß präcenoman bereits Überschiebungen stattgefunden hatten (Vilser Decken). KOCKEL, RICHTER & STEINMANN (1931, S. 102) kommen bei ihren Untersuchungen in den Ammergauer Alpen zu dem Ergebnis, daß alle tektonischen Grundelemente der späteren Faltung vorcenoman bereits deutlich entwickelt seien. Im übrigen gehen die Ansichten über die Stärke und Intensität der präcenomanen Bewegungen bei den verschiedenen Autoren weit auseinander.

Die oft mehrere 100 m mächtige sog. Cenomanserie wird aufgebaut von Peliten, Psammiten und Psephiten. In den meisten Teilgebieten ist es nicht möglich, eine sichere stratigraphische Zuordnung der einzelnen Gesteinsserien zu treffen, da z. B. die Konglomerate und Brekzien keineswegs immer auf die Basis beschränkt sind.

In den Ammergauer Alpen scheiden KOCKEL, RICHTER & STEINMANN (1931, S. 104) auf

*) Erweiterter Bericht über den auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Tübingen (12. September 1953) gehaltenen Vortrag: „Die Kreide-Transgression in den Bayerischen Kalkalpen.“ Unter diesem Titel erscheint eine ausführliche Darstellung an anderer Stelle.

Grund lithologischer Merkmale an einzelnen Stellen Gosau aus, im Wendelsteingebiet stellt OSSWALD (1928, S. 244) verschiedene Horizonte infolge ihrer Lagerung und Mächtigkeit ins Turon. „Exotische" Komponenten in den Psephiten einzelner Teilgebiete werden von sehr verschiedenen Bauelementen abgeleitet.

Bei der Neuaufnahme der Alpenrandzone bei Murnau zeigte es sich, daß in der bisher als Cenoman bezeichneten Schichtfolge auch Alb und Turon vertreten sind (ZEIL 1954). Da diese Nachweise von Bedeutung für Tektonik und Paläogeographie der Kalkalpen zur Kreidezeit sind, wurde der Entschluß gefaßt, die transgressive Kreideserie in einem größeren Raum zu bearbeiten. Die wichtigsten Ziele waren zunächst der Versuch, eine stratigraphische Feingliederung der bisher meist nur lithologisch gegliederten Sedimente zu erreichen, um dadurch zu einem genaueren Überblick über die tektonischen Ereignisse zu kommen. Ferner sollte eine Untersuchung der „exotischen" Gerölle einen besseren Einblick in die Paläogeographie ermöglichen. Auch das problematische Rand-Cenoman sollte erfaßt werden [1]).

2. Stratigraphische Ergebnisse

a) Die paläontologischen Grundlagen

Das Cenoman führt neben den Kössener Schichten des Räts die artenreichste Evertebratenfauna innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge. SCHLOSSER (1924) gab eine kurze Übersicht über die bis zu diesem Zeitpunkt aufgefundenen Fossilien. Er kam auf ungefähr 180—200 Arten, die von relativ wenigen Fundpunkten stammten. Der größte Teil dieses Materials aus der Münchner Staatssammlung für Paläontologie ging während des Krieges verloren. Seit 1950 konnte ich eine Reihe neuer Fundpunkte entdecken und auch an den durch die älteren Arbeiten bekannten Lokalitäten aufsammeln. Dabei wurden etwa 145 Arten wieder aufgefunden, die sich in erster Linie auf Lamellibranchiaten, Gastropoden und Cephalopoden verteilen. Ungefähr 15% dieser Fauna zeigen Gault- bzw. Turontendenzen, eine Tatsache, die bereits SCHLOSSER und NÖTH (1926, S. 476) an ihrem Material feststellten. Es war allerdings bisher nicht möglich, stratigraphische Schlüsse daraus zu ziehen.

Aus folgenden Gründen ließ sich jedoch diese an sich reiche Makrofauna im Rahmen meiner Arbeit nicht für genauere stratigraphische Folgerungen verwerten:

Die Fundstellen liegen in der oft mehrfach gestörten Schichtfolge selten dort, wo sie für eine feinstratigraphische Auswertung wichtig wären.

Die meisten Arten sind mehr oder weniger fluktuierend, d. h. wirklich scharf begrenzte Leitformen sind selten.

Der Erhaltungszustand ist gerade bei wichtigen Arten häufig schlecht. Die Fossilien liegen meist in Schalenerhaltung vor, sind deformiert und korrodiert, so daß keine einwandfreie Bestimmung möglich ist.

Im Gegensatz dazu erwies sich die Mikrofauna als ein wesentlich genauerer Indikator für stratigraphische Untersuchungen. Abgesehen von wenigen Einzelproben waren die Foraminiferen des kalkalpinen Cenomans bisher unbekannt. Im Verlaufe meiner Arbeit wurden aus einer Reihe von Profilen mehrere hundert Mergelproben ausgewertet. Dabei fanden sich reiche und guterhaltene Mikrofaunen. Als stratigraphisch besonders wertvoll erwiesen sich zahlreiche Arten der Gattungen *Rotalipora* BROTZEN 1942 und *Globotruncana* CUSHMAN 1927, die ja vor allem in jüngster Zeit aus allen Erdteilen als zuverlässige Leitformen innerhalb der Kreide beschrieben wurden. In einer Gemeinschaftsarbeit (HAGN

[1]) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Unterstützung meiner Arbeit.

& Zeil 1954) konnten wir aus meinem Untersuchungsgebiet nicht weniger als 23 Arten bzw. Unterarten dieser Gattungen aus Cenoman und Turon bestimmen, das bedeutet die größte bisher aus pelagischen Bereichen der Welt bekannte Artenzahl aus diesen Horizonten. Unsere Bestimmungen sind besonders gesichert durch orientierte Dünnschliffbilder, die wir von isolierten Gehäusen jeder einzelnen Art anfertigten.

Neben Rotaliporen und Globotruncanen fanden sich bisher etwa 120 weitere Foraminiferenarten aus Alb, Cenoman und Turon. Damit ist eine zuverlässige Möglichkeit gegeben, die transgressive Kreideserie stratigraphisch aufzugliedern.

b) Der Nachweis von Alb

Ablagerungen des Gault bzw. des tieferen Alb waren früher u. a. aus den Allgäuer Alpen durch Kockel, Richter & Steinmann (1931, S. 82) und durch Hagn (1952) sowie vom Nordrand der Vilser Alpen durch Heissel (1937, S. 250) bekannt. Mit Hilfe von Mikro- und Makrofauna wurde in folgenden Teilgebieten Alb zum Teil neu aufgefunden:

Unter-Alb: Rehbach bei Unterjoch (Bl. Röfleuten 858) [2]), bisher als Oberneokom gedeutet.

Ober-Alb: Hälberts-Tobele bei Hindelang (Bl. Hindelang 857), bisher als Gault gedeutet.
Vilser Alpen (Kühbach bei Vils und südlich Rappenschrofen), bisher als Gault bzw. Cenoman gedeutet.
Oberer Hammergraben und Hölle bei Füssen (Bl. Füssen 860), bisher als Gault gedeutet.
Zwei Stellen in der Alpenrandzone bei Ohlstadt (Bl. Eschenlohe 836), bisher als Lias gedeutet.
Lochgraben östlich von Niederaschau (Bl. Niederaschau 791), bisher als Cenoman gedeutet.
Brand westlich von Ruhpolding (Bl. Dürrnbachhorn 819), bisher als Oberneokom gedeutet.

Die ungefähre Lage der Fundstellen ist aus Abb. 1 zu entnehmen. Das Unter-Alb ist belegt durch Funde von *Pseudovalvulineria trocoidea* (Gand.), das Ober-Alb besonders durch *Thalmanninella ticinensis* (Gand.) und *Planulina buxtorfi* Gand.

Die wenigen früher bekannten Vorkommen von Gault am Nordrand der kalkalpinen Geosynklinale und ihre teilweise Konkordanz mit Cenoman führten zu der Ansicht, daß während der tektonischen Bewegungen zwischen Oberneokom und Cenoman das Meer fast völlig nach Norden verdrängt wurde und sich nur mehr am äußersten Nordrand der „Allgäudecke" in einzelnen isolierten Punkten halten konnte. Außerdem sah man darin einen Beweis für die von Süden nach Norden abnehmende Intensität der präcenomanen Faltung.

Meine Untersuchungen ergaben demgegenüber mehrfach auch eine diskordante Lagerung von meist hohem Alb in der „Lechtaldecke", das in vielen Fällen ohne Unterbrechung in tiefes Cenoman übergeht. Damit ist einerseits erwiesen, daß das erste Einsetzen der Kreidetransgression bereits im höheren Alb erfolgte und teilweise bis in das untere Cenoman fortdauerte, andererseits muß der Schwerpunkt der präcenomanen Faltung etwa im mittleren Alb gelegen haben.

c) Der Nachweis von Cenoman

Neben *Orbitolina concava* (Lam.), die schon früher aus fast allen Teilgebieten bekannt war, führen die mächtigen Mergelstöße des Cenoman ins-

[2]) Die Zahlen beziehen sich auf die Blätter der Topogr. Karte von Bayern 1 : 25 000.

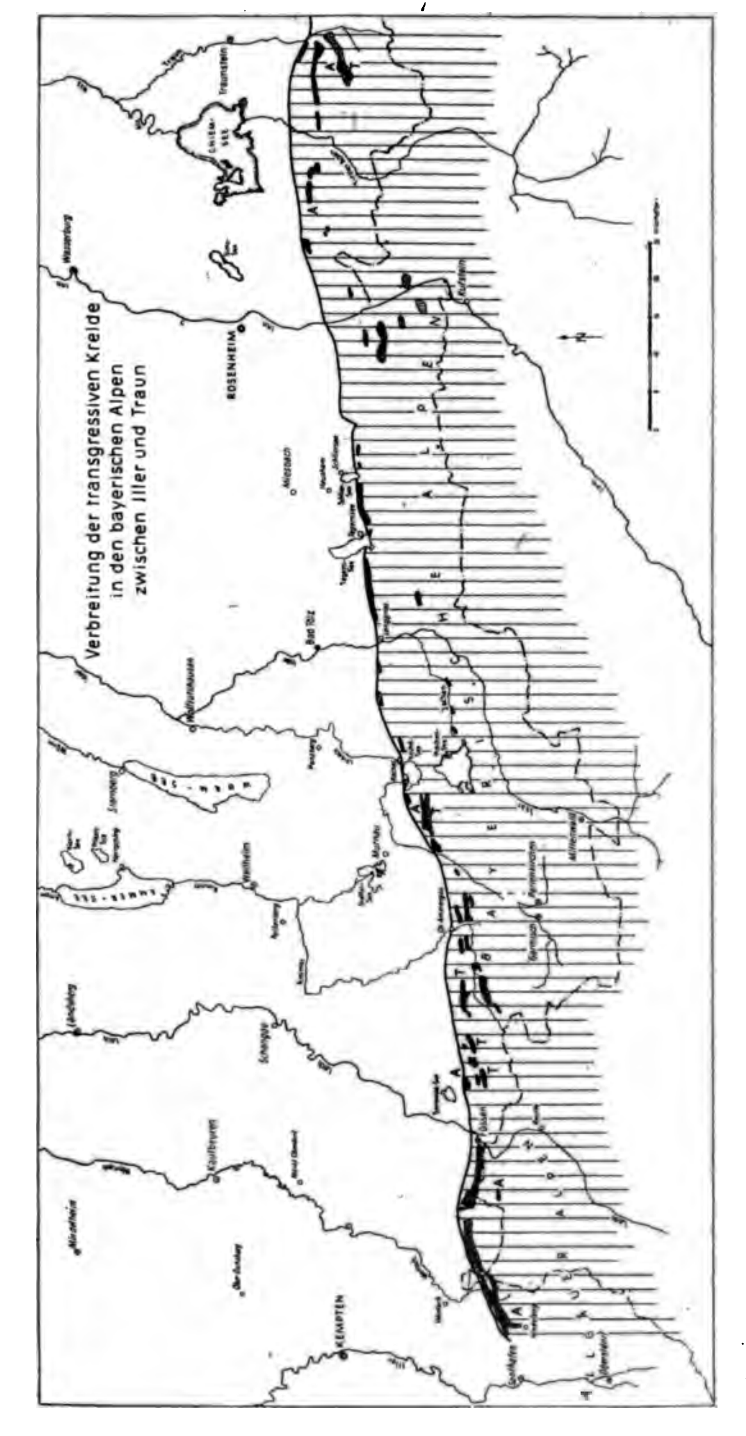


Abb. 1. Die Signaturen bedeuten: Senkrecht weit schraffiert = Zone der Bayerischen Kalkalpen. Schwarz = Rand-Cenoman. Schwarz mit weißen Punkten = transgressive Kreide (T = Turon, A = Alb). Senkrecht eng schraffiert = Gosau. (Nach ZEIL 1955)

besondere in den Muldenzonen der „Allgäu- und Lechtaldecke" reiche und gut erhaltene Mikrofaunen. Als Leitformen finden sich in erster Linie *Globotruncana stephani* GAND., *Globotruncana stephani turbinata* REICHEL, *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Rotalipora turonica* BROTZEN, *Rotalipora appenninica* (O. RENZ), *Rotalipora turonica thomei* n. ssp. sowie andere bezeichnende Cenomanformen (z. B. *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Tritaxia macfadyeni* CUSHM., *Spiroplectinata aff. jaekeli* FRANKE).

Diese Faunen beweisen, daß der größte Teil der Mergel dem höheren Cenoman angehört. Demnach ist die Bildung der Konglomerate und Brekzien sehr wahrscheinlich in das tiefere Cenoman zu stellen. Eine spezielle Bearbeitung der gesamten Mikrofauna wird es vielleicht ermöglichen, innerhalb des kalkalpinen Cenomans noch weitere Unterteilungen zu treffen.

d) Der Nachweis von Turon

In den Bayerischen Kalkalpen war das Turon mit einer einzigen Ausnahme (ZEIL 1954) nicht nachgewiesen. Die meisten Autoren nahmen an, daß sich in diesem Zeitraum die prägosauische Faltung abgespielt hätte.

In folgenden Teilgebieten konnten Sedimente des Unter-Turons mit Sicherheit festgestellt werden:

- Nördlich vom Geiselstein (Bl. Hochplatte 861), bisher als Cenoman gedeutet.
- Neuweidgraben (Bl. Hochplatte 861), bisher als Gosau bzw. Cenoman gedeutet.
- Nördlich Hirschwanghütte (Bl. Hochplatte 861), bisher als Cenoman gedeutet.
- Gebiet der Sefelwandalpe (Bl. Graswang-Linderhof 862), bisher als Gosau gedeutet.
- Martinsgraben (Bl. Graswang-Linderhof 862), bisher als Gosau gedeutet.
- Weg östlich Brunnenkopfhaus (Bl. Graswang-Linderhof 862), bisher als Cenoman gedeutet.
- Dreisäulergraben (Bl. Graswang-Linderhof 862), bisher als Cenoman bzw. Gosau gedeutet.
- Graben nördlich Dreierköpfl (Bl. Graswang-Linderhof 862), bisher als Cenoman bzw. Gosau gedeutet.
- Kaltwasserlaine bei Ohlstadt (Bl. Eschenlohe 836), bisher z. T. als Cenoman gedeutet.
- Gebiet der Urschlauer Ache bei Ruhpolding (Bl. Dürrnbachhorn 819), bisher als Cenoman gedeutet.

Die ungefähre Lage der Fundstellen ist aus Abb. 1 zu entnehmen. Das Turon ist belegt durch eine große Anzahl von leitenden Globotruncanen und Rotaliporen sowie einige andere bezeichnende Faunenelemente, deren eingehende Beschreibung bei HAGN & ZEIL (1954) gegeben wird.

Mächtige Konglomeratfolgen, die z. T. über den turonen Mergeln sedimentiert wurden, sind ebenfalls in das Turon zu stellen, da in ihnen ein bedeutender Anteil von aufgearbeiteten Cenomangesteinen festgestellt werden konnte. Zweifellos handelt es sich hier um Produkte der ersten Bewegungen einer postcenomanen Gebirgsbildungsphase.

3. Tektonik

Die neuen stratigraphischen Ergebnisse innerhalb der kalkalpinen Kreide erlauben es, nähere Aussagen über die Baugeschichte in dieser Zeit zu machen. Im Raum der Bayerischen Kalkalpen war es bisher nicht möglich, die vor- und nachcenomanen Bewegungen zeitlich genau zu fixieren. Der Nachweis von Ober-Alb und Unter-Turon führt etwa zu folgender Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse:

cenomane Faltung	—	Schwerpunkt im mittleren Alb (da Ober-Apt und z. T. Unter-Alb noch konkordant auf tieferem Neokom erhalten zu sein scheint).
ınsgression und Sedimentation	—	Ober-Alb bis Unter-Cenoman.
ringe intracenomane Bewegungen	—	örtlich besonders im Mittel-Cenoman.
limentation mächtiger Mergelserien	—	Ober-Cenoman bis Unter-Turon.
ıgosauische Faltung	—	Schwerpunkt im Mittel- bis Ober-Turon.

Dazu muß betont werden, daß dieser Vorschlag im Laufe der Zeit noch rch ein engeres Netz von Beobachtungen unterbaut werden muß. Es hat sich B. gezeigt, daß viele ältere stratigraphische Einstufungen auch innerhalb der heren Unterkreide einer genauen Prüfung nicht standhalten; darüber ist jedoch ıe eigene Untersuchung im Gange. Ferner muß gesagt werden, daß unsere ınntnisse von der Art und Weise des Ablaufes einer Faltungsphase denkbar ring sind, besonders dort, wo die spätere Tektonik so umgestaltend wirksam ır wie in den Alpen.

Die Untersuchungen haben weiterhin ergeben, daß die transgressive Kreide- rie im wesentlichen in bereits präcenomanen, fast ausschließlich W—O ver- ıfenden Muldenzonen sedimentiert wurde. Hier erreichen die Ablagerungen :e bedeutenden Mächtigkeiten. In den ebenfalls vorgezeichneten Antiklinal- reichen kam es durch spätere Hebungen und die dadurch bedingte Erosion wie im Zuge der postcenomanen tektonischen Ereignisse wohl zu einer be- ichtlichen Abtragung. Allerdings entbehren zahlenmäßige Angaben, wie sie B. Kraus (1951, S. 438) mit dem Betrag von 1—1,5 km machen zu können ıubt, jeder Grundlage.

In Weiterführung der Beobachtungen von Kockel, Richter & Steinmann 931, S. 97) und vieler anderer Autoren kann mit großer Sicherheit gesagt wer- n, daß die präcenomane Gebirgsbildung von außerordentlicher Bedeutung für n Baustil des Orogens war. Die Frage nach dem Ausmaß der präcenomanen ltung ist schwer zu beantworten, da durch die spätere Tektonik und Erosion ele Einzelheiten verwischt wurden. Neben den Untersuchungen in zahlreichen ofilen, in denen die jüngere Kreide auf kürzeste Erstreckung diskordant auf e verschiedensten altkretazischen, jurassischen und triassischen Schichtglieder ergreift und damit eine enge Faltung bereits präcenoman erkennen läßt, lie- ten vor allem petrographische Beobachtungen an einigen hundert Anschliffen n Psephiten der Oberkreide meines Arbeitsgebietes den Beweis, daß die äcenomane Faltung intensiv wirksam war. Ein großer Teil der kalkalpinen ımponenten, die diese Psephite aufbauen, zeigt nämlich auf kleinstem Raum ıe starke Beanspruchung in Form von Klüften, Haarrissen und Mylonitisie- ngen, die vor der Aufarbeitung und Einbettung angelegt und verheilt sind d wohl nur durch intensive Faltung mit einer Wirksamkeit bis in Klein- reiche erzeugt werden konnten. Es ergeben sich so zumindest gewichtige Hin- eise auf eine präcenomane Anlage der wesentlichen Strukturen des Orogens.

Kleintektonische Untersuchungen in der Mergelfazies des Cenomans und ırons (Zeil 1954) erwiesen, daß nach der Faltung der Kreideserie eine junge, ohl tertiäre Bewegungsphase Kluftsysteme angelegt hat, die als Scherklüfte er zum W—O-Streichen verlaufen. Ähnliche Kluftsysteme hat Schmidt-Thomé 953) neuerdings auch aus verschiedenen triassischen Gesteinsserien der Baye- chen Alpen zusammengestellt.

4. Zum Problem der „exotischen" Gerölle

In der petrographisch sehr variablen Schichtenserie der transgressiven Kreide erregten fremdartige, sog. exotische Gerölle seit jeher das Interesse vieler Forscher. Diese allothigenen Bestandteile treten teilweise in Form von kompakten Konglomeraten zusammen mit kalkalpinen Komponenten auf, teilweise liegen sie als isolierte Gerölle in sandigen Mergeln eingebettet. Abgesehen von kurzen Bemerkungen in der Literatur fehlten bisher regionale Untersuchungen über diese „Exotica" im Bereich der Bayerischen Alpen. Dafür wurden einander sehr widersprechende Deutungen über die Herkunft dieser Komponenten geäußert.

Drei verschiedene Liefergebiete sind es, aus denen diese fremden Gerölle von den meisten Forschern hergeleitet wurden:

Die nördliche Grauwackenzone, also ein Gebiet südlich der Kalkalpen.

Eine Geantiklinale im Norden der Kalkalpen, zwischen Flyschtrog und Kalkalpen gelegen, die durch spätere Bewegungen überdeckt wurde und heute nicht mehr zutage tritt.

Ergußgesteine, die als untergeordnete Einschaltungen in den Werfener Schichten der südlichen Rax auftreten, also ebenfalls ein südliches Liefergebiet.

Da diese Frage von erheblicher Bedeutung für die Paläogeographie der jüngeren Kreide ist, wurde ihr durch statistische Erhebungen nachgegangen, wobei in erster Linie die regionale Verteilung, der petrographische Bestand sowie die Zu- und Abnahme der Korngrößen berücksichtigt wurden. Die Untersuchung von mehreren tausend Geröllen, die durch Auszählen im Gelände, durch Anschliffe von Konglomeraten und bei der Durchsicht von mehreren hundert Dünnschliffen der Haupttypen erfaßt wurden, ergab folgendes Bild:

Hinsichtlich der Verbreitung (s. Abb. 2) zeigt sich ganz deutlich, daß die Wirksamkeit des schuttspendenden Liefergebietes in zwei Gegenden besonders groß war, nämlich im Allgäu östlich von Hindelang und östlich des Inn. Eine bedeutendere Beteiligung der fremdartigen Gesteine in den Konglomeraten der Oberkreide ist sonst nur noch in einem einzigen Fall westlich von Kochel feststellbar, während das zweite Vorkommen zwischen Tegernsee und Schliersee, das ursprünglich zum Randcenoman gestellt wurde, in Wirklichkeit bereits in die Flyschzone fällt und damit außerhalb dieser Betrachtung liegt.

In den Teilgebieten, die heute noch mehrere Kreidemulden aufweisen, fällt sofort die Abnahme der allothigenen Gerölle von Norden nach Süden auf. Stellenweise sind in der „Lechtaldecke" überhaupt nur noch kalkalpine Komponenten vorhanden.

Auch die Korngrößen der „Exotica" nehmen von Norden nach Süden ab, wie Messungen in allen Gebieten ergaben.

Was schließlich den petrographischen Bestand anlangt, so ist hier zwar durch Transportauslese und Verwitterung eine starke Vereinfachung eingetreten, dennoch zeigt sich eine klare und von einigen älteren Angaben in der Literatur nicht unwesentlich abweichende Zusammensetzung. Im Durchschnitt sind folgende Gesteinstypen vertreten:

Quarze (meist milchig getrübte Gangquarze)	42%
Quarzite (häufig metamorph)	18%
Ergußgesteine (von saurem bis basischem Chemismus und zum großen Teil porphyrischer Struktur)	17%
Lydite und andere dichte Kieselgesteine (mit Lagentextur und Kleinfältelung)	9%
Quarzkonglomerate	7%

Dazu kommen noch einige Akzessorien, u. a. vulkanische Tuffe.

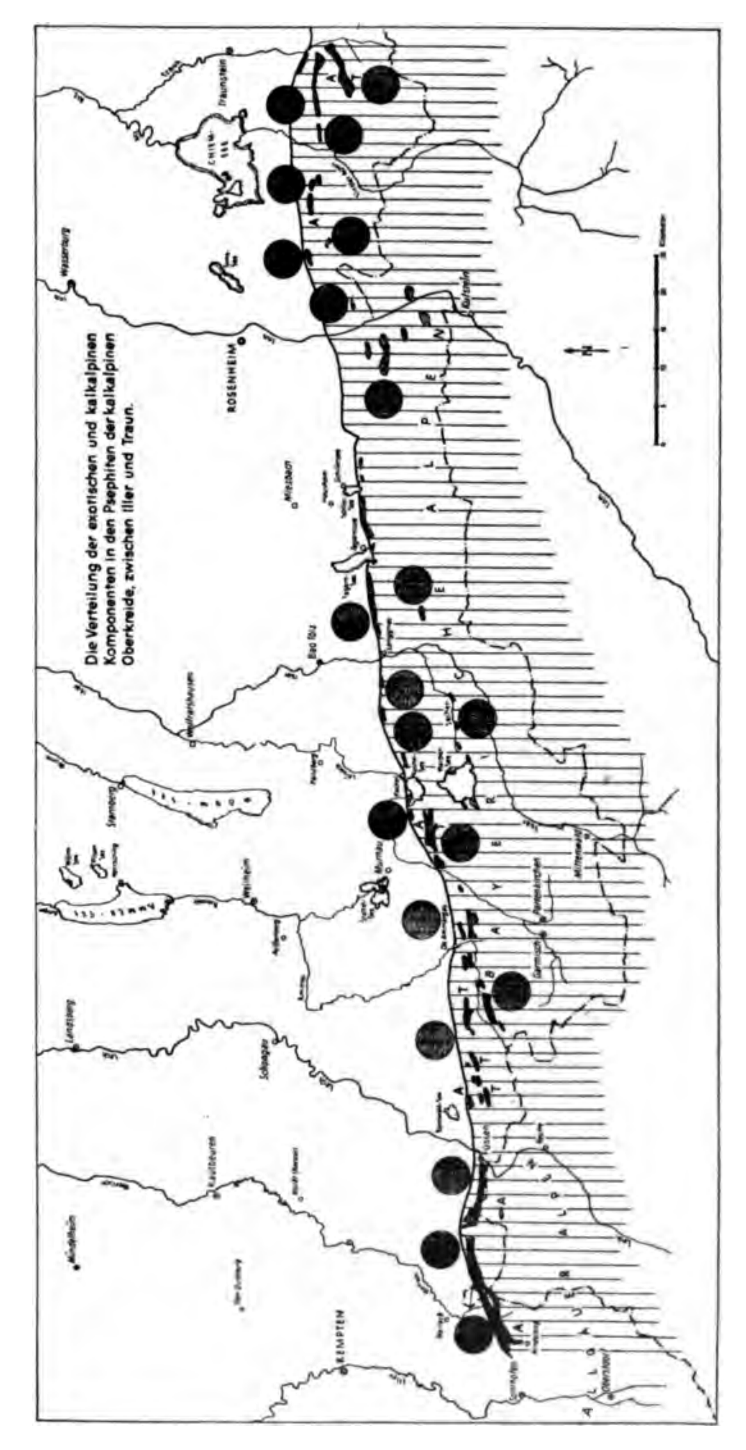


Abb. 2. In den Kreisdiagrammen bedeutet: Schwarze Signatur = Anteil der exotischen Komponenten. Schraffierte Signatur = Anteil der kalkalpinen Komponenten. (Nach ZEIL 1955)

Vorläufig ist damit die Aussage möglich, daß das Liefergebiet für die allothigenen Komponenten der transgressiven Oberkreide im Norden der Kalkalpenzone lag und diese Geantiklinale besonders im Allgäu und östlich des Inn als Schuttspender wirksam war. Hier treffen sich meine Ergebnisse mit den Untersuchungen von LOEGTERS (1937, S. 106) in der Kalkalpenrandzone der unteren Enns in Österreich, der ebenfalls eine Herkunft des fremdartigen Geröllmaterials der Oberkreide von Norden aufzeigen konnte.

Der lithologische Bau dieses ehemaligen Hochgebietes kann gekennzeichnet werden als eine schwach metamorphe, paläozoische Sedimentzone, in der zahlreiche vulkanische Ergüsse steckten. Man wird vielleicht annehmen dürfen, daß früher eine Verbindung dieser Geantiklinale mit der nördlichen Grauwackenzone bestand, da sich mit diesem Bauelement die meisten lithologischen Parallelen ergeben. Da Granite, Gneise sowie höher metamorphe Gesteinstypen völlig fehlen, ist eine Herkunft von einem dem Bayerisch-Böhmischen Kristallin verwandten Gesteinsbereich ausgeschlossen.

5. Zur Frage des Rand-Cenomans

Das Rand-Cenoman, das nach M. RICHTER & Mitarbeitern (1939, S. 689) als durchlaufender Streifen und eigene tektonische Schuppe zwischen Kalkalpen und Flyschzone entlangzieht, wurde im Rahmen meiner Arbeit in einigen Profilen genauer betrachtet. Während bereits HAGN (1951) zeigen konnte, daß im Tratenbach bei Lenggries in diesem Streifen Paläozänflysch vertreten ist, konnte ich z. B. im Allgäu und östlich von Kochel echtes kalkalpines Cenoman durch Mikrofaunen nachweisen. Demgegenüber sind aber z. B. im Gebiet der Benediktenwand sowie zwischen Isar und Schliersee eindeutig Flyschsedimente jüngeren Alters in dieser Zone vertreten. Es kann also von einer Einheitlichkeit dieses Streifens keine Rede sein. Um die Stratigraphie und tektonische Zugehörigkeit dieser umstrittenen Serie jedoch genau zu klären, ist eine eigene Bearbeitung geplant.

6. Zusammenfassung

Untersuchungen in der transgressiven Kreide der Bayerischen Kalkalpen erbrachten den Beweis, daß neben Cenoman auch Alb und Turon vertreten sind. Diese neuen stratigraphischen Ergebnisse ermöglichen eine genauere Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse in dieser Zeit. Die Auswertung der allothigenen Gerölle in den Psephiten der Oberkreide führte zu einer sicheren Deutung der Lage und der Zusammensetzung des ehemaligen Liefergebietes dieser fremdartigen Komponenten. Auf das Problem des Rand-Cenomans wird kurz eingegangen und gezeigt, daß in dieser Zone bisher sehr heterogene Sedimente zusammengefaßt waren.

7. Schriften

HAGN, H.: Das Alter der Konglomerate des Tratenbachs bei Lenggries (Bayr. Alpen). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Alpenrandzone. — N. Jb. f. Geol. u. Pal. Mh. 1951. H. 4, S. 103—118.

— Zur Altersfrage der bunten „Neocommergel" im Hirschbachtobel bei Hindelang (Allgäu). — Erdöl u. Kohle, 5. Jh., S. 768—770, Hamburg 1952.

HAGN, H., & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Eclogae Geol. Helv. Vol. 47/1, S. 1—60, Basel 1954.

HEISSEL, W.: Geologie der Vilser Alpen. — Jb. Geol. Bundesanst. Bd. 87, H. 3 u. 4, S. 235 bis 273, Wien 1937.

KOCKEL, C. W., RICHTER, M., & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. D. u. Ö. Alpenvereins 10, Innsbruck 1931.

KOCKEL, C. W., SCHMIDT-THOMÉ, P., & CUSTODIS, A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. — N. Jb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 76, Abt. B, 1936, S. 161—191.

KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. I. Teil. — Akademie-Verlag, Berlin 1951.

LOEGTERS, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen — Buchdenkmal). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 16, S. 85—116, Hamburg 1937.

NÖTH, L.: Der geologische Aufbau des Hochfelln—Hochkienberggebietes. — N. Jb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 53, Abt. B, 1926, S. 409—510.

OSSWALD, K.: Die Wendelsteingruppe. Mitt. Geogr. Ges. München, 21, H. 2, S. 183—304, München 1928.

RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Gebr. Borntraeger, Berlin 1937.

RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J., & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. Z. d. Dtsch. Geol. Ges. 91, S. 649—704, Berlin 1939.

SCHLOSSER, M.: Die Cenomanfauna der Bayerischen Alpen. — Zbl. f. Min. usw. Jh. 1924, Nr. 3, S. 82—95.

SCHMIDT-THOMÉ, P.: Klufttektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. — Geologica Bavarica 17, S. 5—16, München 1953.

ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. — Geologica Bavarica 20, München 1954.

— Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. u. Pal., Abh., 101, 2, S. 141—226, Stuttgart 1955.

Zur Sedimentologie der Oberen Süßwassermolasse des Alpenvorlandes

Von H. FÜCHTBAUER, Hannover (Gew. ELWERATH)

D. SCHMEER [1]) hat die Möglichkeit erörtert, daß die sedimentpetrographische A-Grenze in der fluviatilen Oberen Süßwassermolasse (OSM) zumindest teilweise nur eine Faziesgrenze sei, und daß die an ihr sich vollziehenden Schwermineraländerungen (LEMCKE und Mitarbeiter, FÜCHTBAUER 1954 a, b, 1955) im wesentlichen durch die Kornverfeinerung bewirkt seien. Das Fehlen des Zoisits oberhalb A möchte sie durch Verwitterungsausmerze und Transportbeanspruchung erklären. Schließlich scheint ihr das in (FÜCHTBAUER 1954 b) angedeutete Auseinanderlaufen von A-Grenze und oberer DEHMscher Grenze (Mittel-/Obersarmat) gegen Westen ebenfalls dafür zu sprechen, daß die A-Grenze nicht überall zeitgleich ist.

Da durch diese Deutungen, falls sie zutreffen, ein Teil unserer sedimentologischen Vorstellungen in Frage gestellt wird, erscheint es mir notwendig, an dieser Stelle darauf einzugehen. In der Tat liegt es nahe, für die Änderung des Schwermineralspektrums an der A-Grenze die gleichzeitige Korngrößenabnahme verantwortlich zu machen. Wir haben sehr bald diese Möglichkeit erwogen und uns deshalb bei den weiteren Arbeiten einer Methode bedient, welche alle Korngrößeneffekte weitgehend ausschließt. Es wurden nur noch gleichkörnige Gesteine unter- und oberhalb A miteinander verglichen. Dabei zeigte sich:

1. daß der sprunghafte Rückgang des Granat/Epidot-Quotienten an der A-Grenze eine eindeutig korngrößenunabhängige Komponente besitzt (s. Tabelle auf S. 52 und Tafeln IV und V in Verbindung mit S. 13, Z. 2—8 von unten in LEMCKE und Mitarbeiter),
2. daß die Schwermineraländerung an der A-Grenze sogar teilweise einen qualitativen Charakter besitzt, indem der Zoisit oberhalb A praktisch verschwindet. (Gelegentliche Zoisitkörner sind wohl durch geringe Umlagerungen innerhalb der OSM zu erklären.)

Infolgedessen wird man die A-Grenze weiterhin als eine Schüttungsgrenze auffassen dürfen, welche nach einer einfachen Abschätzung (FÜCHTBAUER 1954 b) innerhalb einer angegebenen Toleranz sogar als stratigraphische Grenze verwendbar zu sein scheint.

Was die Verwitterungs- und Transportauslese des Zoisits oberhalb A betrifft, so konnte niemals beobachtet werden, daß in Proben mit stark korrodiertem oder ausgemerztem Granat der Zoisitgehalt gegenüber unverwitterten, stratigraphisch entsprechenden Proben reduziert war (s. z. B. Tab. A 37, Aichach Nr. 41, und S. 58, Punkt 5, in LEMCKE u. Mitarbeiter). Andererseits waren in den Bohrungen und auch in den Tagesaufschlüssen westlich des Lechs die Granate und

[1]) Bemerkungen zu einer Arbeit von DORA SCHMEER: „Sedimentpetrographische Beobachtungen aus der Oberen Süßwassermolasse im Bereich von Freising bis Landshut". — Diese Ztschr., Bd. 105, S. 496—516. — Hannover 1955.

Zoisite oberhalb A ebenso frisch wie unterhalb A. Der von D. SCHMEER im gleichen Zusammenhang angeführte, auffällig geringe Zoisitgehalt der Feldspatsande erklärt sich zwanglos durch ihre Lage oberhalb A. Der geringe Zoisitgehalt der Oberen Meeresmolasse ist durch die bedeutende Zumischung westlichen Materials zu erklären, welches sehr epidotreich, jedoch zoisitfrei ist (FÜCHTBAUER 1954 a, 1955). M. E. gibt es keine Beobachtungstatsachen, welche für eine stärkere Verwitterung der Sedimente oberhalb A sprechen. Die Reduktion des Zoisitgehaltes oberhalb A durch Verwitterung scheint demnach eine Annahme ad hoc zu sein, welche durch die Beobachtungen nicht bestätigt wird[2]). Auch einer Transportausmerze kann nicht zugestimmt werden. Dieser Begriff ist, soweit er eine Ausmerze von Schwermineralkörnern durch Abnutzung meint (die Ausmerze durch Kornverfeinerung wurde im vorigen Absatz erörtert), in der sedimentpetrographischen Literatur m. E. über Gebühr eingeführt. Die sorgfältigsten Untersuchungen (VAN ANDEL) mußten immer wieder ihr fast völliges Fehlen konstatieren.

Die A-Grenze wurde (in FÜCHTBAUER 1954 b) auf Grund der damals bekannten Dinotherienfunde „in der Gegend der Torton/Sarmatgrenze" angenommen. Neuere Dinotherienfunde erbrachten nun neben der Grenze zwischen Mittelsarmat und Obersarmat + Pont (DEHM 1951) noch eine Abgrenzung des Tortons vom Untersarmat (DEHM 1955 und Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse. Bayerisches Geologisches Landesamt, München 1954). Etwa mitten zwischen beiden streicht im westlichen Molassebecken die A-Grenze aus, so daß man sie dort wohl ungefähr an die Wende Unter-/Mittelsarmat stellen könnte.

Gegen Osten konvergiert sie mit der DEHMschen Mittel-/Obersarmatgrenze und scheint kurz vor Freising sogar mit ihr zusammenzufallen, doch ist der A-Grenzenausstrich, dessen Verlauf westlich der Autobahn München—Nürnberg durch Tagesaufschlüsse und Bohrungen sehr genau ermittelt wurde, weiter im Osten durch nicht allzuviele Beobachtungspunkte belegt. Das letztere gilt auch für die DEHMsche Grenze im Gesamtgebiet. Das auf der Molassekarte dargestellte völlige Zusammenfallen beider Grenzen östlich von Freising ist daher stets nur als eine mögliche Deutung betrachtet worden, die allerdings gestützt wurde durch die noch weiter im Osten an einer relativ kleinen Probenzahl gemachte Feststellung, daß der Nördliche Vollschotter (direkt unter der DEHMschen Mittel-/Obersarmatgrenze) auf Grund seines deutlichen Zoisitgehaltes im wesentlichen unterhalb A einzustufen ist, während der praktisch zoisitfreie Südliche Vollschotter (direkt über der genannten DEHMschen Grenze) oberhalb A liegt.

Die Befunde wurden seinerzeit so gedeutet, daß durch Hebungsvorgänge im Bereich der „Rottschwelle" im Sarmat der östliche, nach RITTER zoisitführende Ast der OSM-Schüttung unterbrochen wurde (Sedimentationsunstetigkeit an der A-Grenze!). Während auf diesem Hochgebiet eine tiefgründige Kaolinisierung, verbunden mit einer Ausmerze der meisten Schwerminerale stattfand (GRIMM), transportierte der südliche Arm der OSM-Schüttung (BLISSENBACH) sein Material anscheinend südlich des früheren Hauptschuttkegels weiterhin nach Westen und lagerte dort die nahezu zoisitfreien Sedimente zwischen A und der DEHMschen Mittel-/Obersarmatgrenze ab. Diejenigen Teile des Sarmats, die im Osten nach STIEFEL offensichtlich fehlen, wären also weiter im Westen in zu-

[2]) Der von D. SCHMEER — in anderem Zusammenhang — geäußerten Arbeitshypothese einer geringeren Verwitterungsresistenz der Ca-haltigen Minerale steht übrigens der Ca-freie Almandin entgegen, das häufigste und zugleich verwitterungsempfindlichste Schwermineral der Molasse.

nehmendem Maße zur Ablagerung gekommen, wie es ja auch das Divergieren von A-Grenze und DEHMscher Mittel-/Obersarmatgrenze gegen Westen nahezulegen scheint. Das letztere kann also nicht ohne weiteres als Argument gegen den Zeitmarkencharakter der A-Grenze verwendet werden, läßt sich vielmehr durchaus in einen paläogeographischen Zusammenhang einordnen.

Die sorgfältige Untersuchung der OSM zwischen Freising und Landshut durch D. SCHMEER hat unsere Kenntnis vom Mineralinhalt der OSM wesentlich bereichert; ihre Ergebnisse ordnen sich jedoch ohne Zwang in das früher gewonnene Bild ein und bieten m. E. keinen Anlaß, die bisherigen Vorstellungen von der Entstehung dieser Ablagerungen im großen und vom stratigraphischen Wert der A-Grenze abzuändern.

Schriften

VAN ANDEL, Tj. H.: Provenance, transportation and deposition of Rhine sediments. — Diss. Wageningen 1950.

BLISSENBACH, E.: Die jungtertiäre Grobschüttung im Osten des nördlichen Molassetroges. — Diss. Univ. München 1953.

DEHM, R.: Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. — N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh. (1951), 140—152.

— Die Säugetierfaunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erl. z. geol. Übersichtskarte der süd. Molasse 1 : 300 000. Bayer. Geol. L.-A. München 1955, 81—88.

FÜCHTBAUER, H.: Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse. — Heidelb. Beitr. Min. Petr. Bd. 4 (1954), 26—53.

— Eine sedimentpetrographische Grenze in der oberen Süßwassermolasse des Alpenvorlandes — N. Jb. Geol. Pal. Mh., H. 8 (1954), 337—347.

— Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse. — Z. dtsch. geol. Ges. Bd. 105 (1955), 527—530.

GRIMM, D.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. — Diss. Univ. München 1953.

LEMCKE, K., und v. ENGELHARDT, W., & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. z. Geol. Jahrb., H. 11, Hannover (1953), 110 S.

RITTER, L.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen von Niederbayern und Oberösterreich. — Diss. Univ. München 1953.

STIEFEL, J.: Ein Beitrag zur Gliederung der Oberen Süßwassermolasse in Niederbayern. — Diss. Univ. München 1953.

Die geologischen Erkenntnisse aus den Erdölaufschlußbohrungen der Gewerkschaft Elwerath im hessischen Ried*)

Von Eberhard Wirth, Ubstadt/Bruchsal

Einleitend wurde ein Überblick über die Entwicklungsgeschichte des rheinischen Troges gebracht: Erste Anlage im jüngeren Eozän als Süßwasserbecken von Basel bis in die Heidelberger Gegend (Lymnäenmergel und äquivalente Randbildungen, wie Bastberg-Kalke, Süßwasserkalke von Ubstadt); mitteleozäne Senke im Raume Darmstadt (Braunkohlen und Schwelschiefer bei Messel). — Im Sannois Verbindung mit dem Ozean: Ablagerung der großenteils marinen Pechelbronner Schichten. Schwerpunkt der Sedimentation im Süden bis etwa Rastatt (bis 1000 m mächtig) mit bituminösen Mergeln; Übergang nach Norden in Rotmergelfazies mit Küstenkonglomeraten; nördliches Trogende bisher bei Heidelberg angenommen. Die Erdölauschlußarbeiten im Ried wurden 1951 bereits mit dem Ziele begonnen, die Frage zu prüfen, ob die im mittleren Oberrheintal (Pechelbronn, Weingarten) ölführenden Pechelbronner Schichten nicht doch weiter nach Norden bis in den Raum Gr.-Gerau—Darmstadt reichen. Nachdem die Bohrung Wolfskehlen 2 bereits bunte Tertiärmergel unter Septarienton erbohrt hatte, gelang in Stockstadt 1 der Nachweis der „Versteinerungsreichen Zone“ etwa in der Mitte einer 65 m mächtigen Folge von weitgehend ölimprägnierten Sandsteinen mit Mergelzwischenschichten zwischen Septarienton und Oberrotliegendem. Das Unteroligozänmeer erreichte also fast das Mainzer Becken. In den Pechelbronner Schichten wurde Stockstadt 1 mit bedeutender Produktion eruptiv ölfündig. — Im Mitteloligozän wird die Verbindung des Oberrhein-Meeres mit dem nordeuropäischen Meer hergestellt; Septarienton und Melettaschichten sind rein marin. Obwohl die letzteren ausgezeichnete Speichergesteine enthalten, sind sie in allen Bohrungen ölfrei angetroffen worden. — Im Oberoligozän (Cyrenenmergel) beginnt von den Küsten her die Verbrackung, die im Ausgange des Chatt im Mainzer Becken schließlich bis zur Bildung der Landschneckenkalke führt. — Im Aquitan (Bunte Niederröderner Schichten + Cerithienschichten + Corbiculaschichten + Hydrobienschichten) Schwerpunkt der Sedimentation im mittleren und nördlichen Rheintalgraben (Heidelberg etwa 1500 m, Worms 1300 m, Pfungstadt 1250 m, auf der Höhe von Rastatt—Hagenau Auskeilen nach Süden). Ständiger Wechsel zwischen seichtmarinen, brackischen und limnischen Ablagerungen mit Tendenz zu endgültiger Aussüßung bzw. Verlandung. Sehr rascher Übergang von der Riff-Fazies (Rheinhessisches Plateau) zur Stillwasserfazies (Bohrungen in der Rheinebene); am Odenwaldrand (Bohrungen bei Bensheim und Heidelberg) ungewöhnlich mächtige Sandschüttungen. Im tiefen Aquitan bei Worms lokal starke Steinsalzabscheidung. Im Raume Worms—Darmstadt zeigen die Bunten

*) Referat eines auf der Monatsversammlung in Wiesbaden am 29. Januar 1953 gehaltenen Vortrages.

Niederrödemer Schichten, Cerithien- und Corbiculaschichten über das Rheintal hinweg gleiche Mächtigkeiten; die Hydrobienschichten dagegen sind am östlichen und westlichen Grabenrande (Pfungstadt, Eich) stärker als in der Mitte, wo offenbar ein Krustenstück mit geringerer Senkungstendenz vorlag. In den Hydrobienschichten liegen die Gasvorkommen von Pfungstadt und Wolfskehlen. — Zwischen den ostrakodenführenden wohlgeschichteten Tonmergelsteinen der Hydrobienschichten und den klar erkennbaren pliozänen Tonen liegt in den Bohrungen im Ried und Rheinhessen eine Folge von reichlich 100 bis über 200 m mächtigen mürben Mergeln mit Molluskenfauna, deren Altersstellung innerhalb des Miozäns noch ungeklärt ist. Sie liegen anscheinend diskordant über verschieden altem Aquitan. Pliozän und Pleistozän erreichen zusammen 400 bis 500 m Mächtigkeit. Eine einwandfreie Trennung beider Formationen ist bisher nicht möglich; die untere Abteilung des Pliozäns ist ausgesprochen tonig entwickelt und enthält viel Braunkohle. Der Basissand gegen das Miozän ist der Speicher, aus dem bei der Bohrung Eich 2 der Gasausbruch erfolgte. Das Pliozän scheint ebenfalls diskordant über dem höheren Miozän zu liegen.

Das Tertiär des Rheintalgrabens bietet infolge seiner lithologischen Eintönigkeit manche diagnostische Schwierigkeiten in der Praxis des Ölgeologen. Die Abgrenzung der Bunten Niederrödemer Schichten gegen die Cyrenmergel und dieser gegen die Melattaschichten ist nach Bohrproben ebensoschwer möglich wie die Trennung der Corbicula- von den Hydrobienschichten oder die Aufgliederung der letzteren, die immerhin 400—700 m Mächtigkeit erreichen. Mit Hilfe der elektrischen Bohrlochsvermessung nach Schlumberger ist jedoch im Raum Dornheim—Stockstadt eine sehr klare und minutiöse Korrelation der Bohrprofile möglich und damit eine Aufklärung der Tektonik.

Bereits die geophysikalischen Voruntersuchungen, insbesondere die Reflexionsseismik, hatten erkennen lassen, daß im nördlichen Rheintalgraben deutlich definierte Strukturen bestehen, wobei im Ried und in Rheinhessen der zentrale Grabenteil aus einem gehobenen Schollenkomplex besteht, an den sich nach Osten und Westen Gräben oder Mulden anschließen, auf welche nach außen die hohen Randstaffeln folgen. Die Aufschlußbohrungen bestätigten diese Erkenntnisse, und mit Hilfe der Schlumberger-Diagramme war die Erarbeitung wesentlicher struktureller Einzelheiten möglich.

Die Erschließung des nördlichen Rheintalgrabens steht noch in den Anfängen, aber es scheint, daß die entscheidenden Ergebnisse bereits gewonnen sind: Die um rund 50 km weiter nach Norden reichende Verbreitung des Unteroligozäns (Pechelbronner Schichten) mit ausgezeichneten Speichergesteinen. Möglichkeit zur Bildung stratigraphischer Lagerstätten am nördlichen Ausgehenden dieser Serie. Vorhandensein hoher Schollen im zentralen Grabenteil mit Öllagerstätten im Sannois. — Offen ist noch, ob im Aquitan (vor allem in den Hydrobienschichten) eine wirtschaftliche Gasausbeute zu erzielen sein wird und ob sich ähnlich wie bei Eich auch rechtsrheinisch Gaslager im Pliozän angesammelt haben.

Nachtrag des Verfassers (Febr. 1956):

Inzwischen konnte bei Wattenheim östlich Worms eine weitere Öllagerstätte in den Pechelbronner Schichten entdeckt werden. Im Raum Stockstadt—Groß-Gerau—Pfungstadt sind die obersten Hydrobienschichten, die Sande des Miozäns und die Sande im tiefen Pliozän wirtschaftlich gasfündig.

Das Steinhuder Meer-Becken als Erosionsbildung des Saale-Eises

Mit 3 Abbildungen

Von GERHARD KELLER, Hannover

Überblick

Das 30 km nordwestlich von Hannover gelegene Steinhuder Meer erfüllt eine ausgedehnte flache Geländedepression, deren Entstehung wie bei gleichartigen Formen des nordwestdeutschen Vereisungsgebietes in verschiedener Weise zu erklären versucht wurde. So ist an ein übersandetes, später fortgetautes Toteisfeld, an einen sog. Toteissee, gedacht worden oder an einen Ausstrudelungssee, dessen Becken durch vom Inlandeis herabstürzende Schmelzwässer ausgeräumt wurde. Nächst dem Wasser wurde die Winderosion herangezogen, durch die eine ursprünglich wasserfreie Deflationswanne geschaffen wurde (DIENEMANN & PFAFFENBERG 1943). Schließlich sollte auch die Ablaugung des Steinhuder Meer-Salzhorstes eine Rolle spielen, auch wenn zwischen dessen Kontur und dem Meerbecken keinerlei Kongruenz besteht (DEWERS 1941). Im folgenden kann von Aufschlüssen auf der Südseite des Meeres ausgehend gezeigt werden, daß die Hohlform des Steinhuder Meer-Beckens bereits vor der Toteisphase der Saale-Eiszeit bestand, nachdem sie vorher durch die Glazialerosion des vorrückenden Saale-Eises geschaffen worden war.

I. Saale-eiszeitliche Kames in ihrer Beziehung zur Hohlform des Steinhuder Meer-Beckens

1. Lage und geologische Beziehungen

Das Steinhuder Meer, das heute als freie Wasserfläche rund 30 km² groß ist und unter Hinzurechnung der seiner Depression angehörenden jungen Moore und anmoorigen Gebiete besonders im Westen größer war, zeichnet sich durch eine geringe Tiefe von 1—2 m aus (Abb. 1). Einige wenige tiefere Stellen gehen bis auf 3 und 4 m unter den bei 37,93 m + NN gelegenen mittleren Wasserspiegel herunter, so daß der sandige Seeboden meist auf 35,5—37 und stellenweise auf 34—35 m + NN anzusetzen ist (DIENEMANN & PFAFFENBERG). Nördlich von ihm verlaufen die Stauchmoränenrücken des Rehburger Stadiums (WOLDSTEDT 1928), dessen Namen der Ort Rehburg an der Westseite des Steinhuder Meer-Beckens gab (SPETHMANN 1908). In geringer Entfernung von 0,6 bis 1,4 km hebt sich auf der Südseite des Meeres bereits der mesozoische Untergrund mit herzynischem Streichen heraus und bildet mit dem Wealdensandstein im Haarberg westlich von Winzlar mit 83 m + NN und im Wiedenbrügger Berg mit 71 m + NN den Nordflügel des Rehburger Sattels.

Mit dessen östlicher Endigung und dem Untertauchen der Unterkreide bei Düdinghausen setzt sich die übrige Südseite des Steinhuder Meeres von Hagenburg über Großenheidorn bis Bordenau an der Leine auf 10 km Erstreckung aus Pleistozän zusammen. Diese Erhebungen übersteigen selten 50 m + NN und

zeichnen sich durch eine wellige Oberfläche aus, an deren Bildung der Geschiebemergel vielfach beteiligt ist. Doch ist das Gebiet an Aufschlüssen arm. Während westlich von Hagenburg nur ein schmaler, morphologisch unbedeutender Streifen pleistozäner Ablagerungen die dortigen Felder einnimmt, erscheinen bei

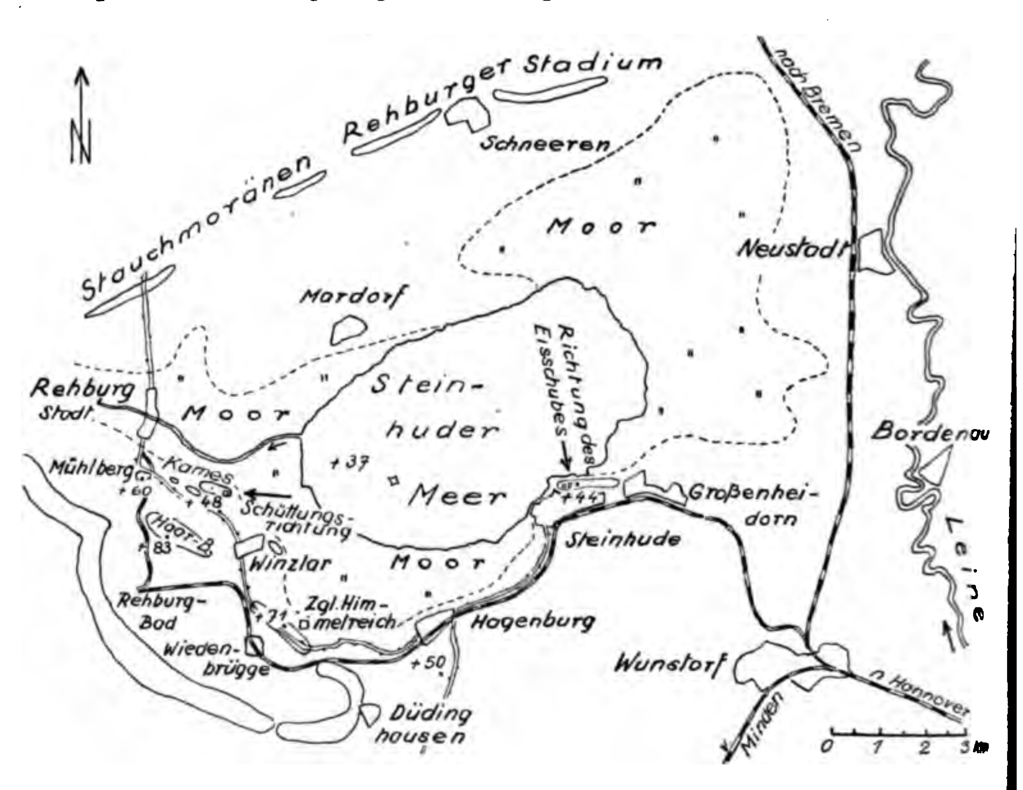


Abb. 1. Das Steinhuder Meer-Becken mit dem heutigen Steinhuder Meer und den im Text angegebenen Örtlichkeiten (statt Mühlberg südl. Rehburg: Mühlen-Berg).

Winzlar und westlich davon bis nach Rehburg zwischen der holozänen Seeniederung und dem Ausstrich des Wealdens in einer Breite von etwa 800 m pleistozäne Ablagerungen, aus denen sich einzelne kürzere, aber auch mehrere hundert Meter lange, in nordwestlicher Richtung gestreckte Rücken erheben. Der westlichste von ihnen ist der Mühlen-Berg südlich von Rehburg-Stadt.

2. Struktur- und Texturverhältnisse der Kames von Winzlar

Als der bedeutendste dieser Hügel darf der rund 600 m lange und rund 250 m breite Rücken angesehen werden, der nördlich der Straße von Winzlar nach Rehburg bis auf rd. 48 m + NN aufsteigt. Sein Geländeabfall nach Norden zu dem vermoorten Steinhuder Meer-Becken mit den Meerbruchswiesen beträgt 3—4° Geländeneigung und geht allmählich in die dortige Niederung über. Die an eine kliffartige Bildung erinnernde Darstellung des Meßtischblattes hat keine genetische Bedeutung und ist durch künstliche Abtragung zur Gewinnung größerer Weideflächen hervorgerufen. Über den inneren strukturellen und texturellen

Aufbau des Hügelrückens weiß eine größere Sand- und Kiesgrube zu berichten, die an seiner Südostseite angelegt ist. Hier stehen unter der lehmig-sandigen Ackerkrume teils ohne, teils mit Unterlagerung durch eine 0,80—1,20 m mächtige Geschiebelehmbank 4—6 m fluvioglaziale Fein-, Mittel- und Grobsande und Mittelkiese an. Große Findlinge mit Größen bis 0,40 m Durchmesser sind auf der Oberfläche des Geschiebelehms angereichert.

Ein besonderes Interesse dürfen die Sande für sich beanspruchen, die in ausgezeichneter Weise Schrägschichtungen zeigen. Es liegen Bankmächtigkeiten von 0,40—0,50 m mit einheitlicher Schrägschichtung auf 3—4 m Länge vor. Diese große Längenerstreckung in Verbindung mit der Tatsache, daß sich die Schüttungswinkel überwiegend dem oberen möglichen Grenzwert nähern und 23—25° betragen, macht deutlich, daß die Profile im jeweiligen Stromstrich liegen. Die sich hieraus bereits ergebende große Sicherheit in der Beurteilung für die Frage der Fließrichtung des Schmelzwasserstromes wurde durch 13 Messungen näher bestimmt, nach denen der Strom aus Richtung 94° nach Richtung 274° floß. Bei dem Vergleich dieser Richtung mit der der heutigen Hügelachse, die nach rd. 280° verläuft, besteht eine sehr gute Übereinstimmung.

Diesem Hügelrücken nach Nordwesten folgen weitere, meist kleinere bis nach Rehburg, wo der Mühlen-Berg einige Teilaufschlüsse enthält. Von den ehemaligen Sand- und Kiesgruben im Hügelkern ist wenig übrig geblieben, demgegenüber ist die Nordflanke aufgeschlossen mit der typischen Ausbildung von nach außen absinkenden schluffigen Mehlsandbänken zwischen stärkeren Mittelsand- und Grobsandlagen. Doch finden sich keine Anzeichen von Stauchungen. Auf etwa 6 m querschlägige Entfernung nach außen verstärkt sich das Einfallen von 10 auf 20°. Weitere 20 m vor dem Hügelfuß liegt etwa um 1 m tiefer Geschiebelehm. Das an 2 Stellen der abtauchenden Textur meßbare Streichen von 240° und 270° (255°) stimmt wieder sehr gut mit der Längserstreckung des Hügels überein. An beiden näher untersuchten Hügeln kehren somit die Erscheinungen wieder, die für fluvioglaziale Ablagerungen in Erosionsbetten des Toteises typisch sind. Der Höhen-Breiten-Index $b/2h = 12{,}5$ kennzeichnet den großen, gut aufgeschlossenen Hügel nordwestlich von Winzlar als Kame (Keller 1955).

3. Morphologisch-genetische Hinweise auf die Existenz des Steinhuder Meer-Beckens

Da die übrigen Hügel im Zwischengebiet einschließlich des Mühlen-Berges in der Richtung, ihrer morphologischen Art nach und in textureller Hinsicht mit dem großen Kame bei Winzlar übereinstimmen, darf auch für sie die Deutung als Kames zutreffen. Vielseitige Parallelen zu den näher bekannten Kamesrücken östlich der Leine sind offensichtlich, wenn die dortigen beiden Kameszüge nach Westen weiter verfolgt werden. So liegen die Kamesrücken bei Winzlar genau in der Fortsetzung der Fließrichtung des Frielingen—Heitlinger Hügelrückens. Diese Fließrichtung steht in engem Zusammenhang mit den Gefällsverhältnissen der Toteisoberfläche, die hier in weitem Bereich anscheinend parallel zur Hauptrichtung des nördlichen Mittelgebirgsrandes, aber auch angenähert parallel zu der Front des Rehburger Stauchmoränenzuges verlief (Keller 1955). Da der Mittelgebirgsrand seinen Einfluß auf die Fließrichtung der Schmelzwasserströme erkennbar macht, muß zu dieser Zeit das Mittelgebirge bis auf einen randlichen Saum ausgeapert gewesen sein.

Im Zusammenhang mit diesen sich abzeichnenden älteren morphologischen Verhältnissen dürfte von Bedeutung sein, daß auch Angaben über das damalige

örtliche Relief in der Steinhuder Meer-Senke zu machen sind. Während die Kamesrücken östlich der Leine auf rund 50—55 m + NN bzw. bei Engelbostel auf 68 m + NN gipfeln und auf dem Niveau 47,50 bzw. 55 m + NN aufgesetzt sind, gehen die Kames westlich von Winzlar und besonders der dortige große Kame tiefer hinab. So liegt seine höchste Erhebung bei 48 m + NN. Sein Fuß steigt unter das holozäne Verlandungsniveau von 37,50 m + NN auf rund 35 m + NN und somit unter den heutigen Seeboden hinab. Der hieraus zu ziehende Schluß besagt dadurch sehr zutreffend, daß die Hohlform des Steinhuder Meer-Beckens bereits vor der Bildung des Kame vorhanden war. Dieses Ergebnis wird bestätigt, wenn der westlich anschließende Mühlenberg mit 60 m + NN Gipfelhöhe und rund 50 m + NN Höhe der Fußfläche als Endglied der auf- und absteigenden Linie hinzugefügt wird. Auf die Frage der zeitlichen Eingliederung der Entstehung bzw. des Vorhandenseins der Steinhuder Meer-Senke wird noch einzugehen sein; deutet sich aber doch jetzt schon an, daß die Entstehung entsprechend dem Alter der Kamesbildungen in die Saale-Eiszeit zu verlegen ist. DIENEMANN & PFAFFENBERG gelangten auf anderem Wege zu dem gleichen Ergebnis.

II. Saale-eiszeitliche Eisdrucktexturen bei Steinhude in ihrer Beziehung zur Hohlform des Steinhuder Meer-Beckens

1. Das Vorkommen pleistozäner Ablagerungen beiderseits von Steinhude

Der Streifen pleistozäner Ablagerungen bei Winzlar verliert sich nach Südosten. Schon in der nur 1 km entfernten Ziegelei Himmelreich (Bes. Pape) am Nordfuß des Wiedenbrügger Berges (BARTENSTEIN 1950) stehen Valendis-Tone auf 41—42 m + NN an der Tagesoberfläche an. Die Wirkung periglazialen Klimas ist durch ein weitgestrecktes Hakenwerfen, das 2—4 m tief in den Boden reicht, zu erkennen. Zwischen Hagenburg und Steinhude sind eine Reihe flacher Aufschlüsse anzutreffen, die neben fluvioglazialen Sanden Geschiebelehm enthalten. Eine größere Geschiebelehmfläche findet sich auch auf der Höhe 50 m + NN westlich der nach Süden führenden Landstraße südlich von Hagenburg. Alle diese Aufschlüsse geben aber keinen Einblick in die Texturverhältnisse, so daß sie für die hier verfolgte Methodik wenig brauchbar sind, auch wenn an einigen Stellen Messungen durchgeführt werden können.

Insofern gewinnen Aufschlüsse in dem rund 1 km langen flachen Geländerücken an Bedeutung, der 500 m nordöstlich der Steinhuder Kirche beginnt und bald die Höhenzahl 44 m + NN trägt. Der Hügel streicht nach Richtung 75—80° und wird auf seinem westlichen Stück von der neuen Straße „Oberer Metchenkamp“ begleitet. Dank mehrerer Baugruben und Ausschachtungen bot sich hier die Möglichkeit, Texturmessungen durchzuführen. Während an der Südseite des Hügels Sand ansteht und auch im südlichen Teil der Baugruben angeschnitten wurde, wird die Rückenlinie des Hügels von dem widerstandsfähigeren Geschiebemergel eingenommen. Das aufgeschlossene geologische Gesamtprofil gegenüber dem Haus Bordherding zeigt von oben nach unten unter 0,55 m humosem Feinsand mit einzelnen Geschieben eine Steinsohle unter der, nach Einschaltung von weiteren 0,30 m sandigem Lehm, der geschlossene Geschiebelehm beginnt, der meist braun gefärbt ist, aber auch die graue Reduktionsfleckung und -maserung zeigt.

2. Glazigene Drucktexturen im Hügelrücken östlich von Steinhude

Die Baugrube gegenüber Haus Borcherding reicht 3—4 m tief, so daß ihre Sohle auf rund 40,50 m + NN liegt. Von ihr aufwärts sind 1,50—2,00 m in den Baugrubenwänden sehr gut aufgeschlossen. In den Abbildungen 2 a und 2 b sind

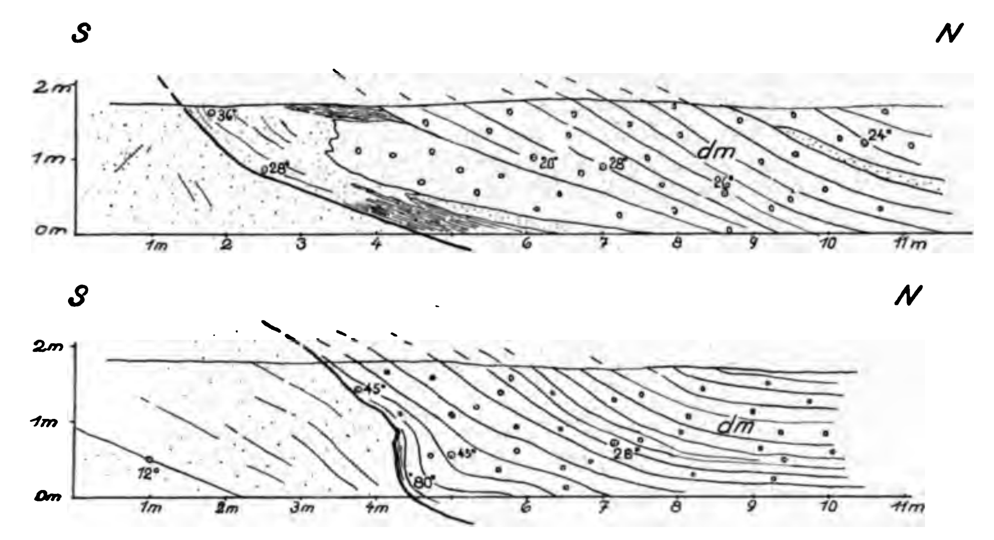


Abb. 2. Nach Süden gerichtete Bewegungstexturen im Geschiebelehm. Hügelrücken südlich des Steinhuder Meeres. Baugrube gegenüber Haus Borcherding. Abb. 2 a (oben) Westseite. Abb. 2 b (unten) Ostseite.

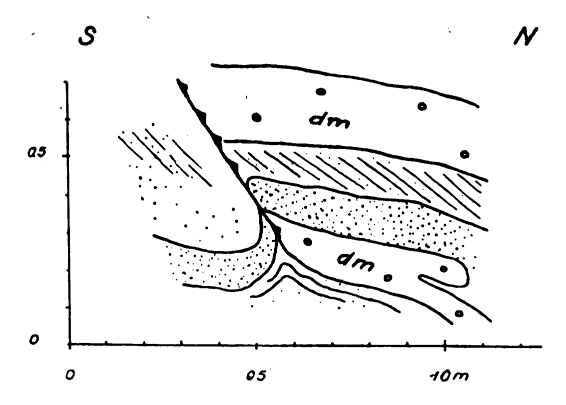


Abb. 3. Nach Süden gerichtete Vergenz und Überschiebung im aufgeschuppten Geschiebelehm. Profil östlich neben Haus Nr. 15, Oberer Metchenkamp in Steinhude.

die eingemessenen Profile der 10 m auseinanderliegenden Ost- und Westwand wiedergegeben. Während in den südlichen Längenmetern teils wirr geschichtete Sande, aber auch nach Norden einfallende Sande anstehen, werden die übrigen Teile von einer Geschiebelehmfolge eingenommen, die in sich durch zahlreiche Bewegungsbahnen unterteilt ist. Gleitbrettartig liegen 0,10—0,20 m mächtige Geschiebelehmplatten übereinander, teilweise durch dünne Mehlsand- oder

Schluffschichtchen voneinander getrennt. Auf der Westseite steht an der Basis des Geschiebelehms noch eine Feinsand- und Schluffolge an, die mit ihm zusammengehört, da die unterste Bewegungsbahn erst an ihrer Unterkante folgt. Auf der Ostseite scheint die unterste Bewegungsbahn mit der Unterkante des Geschiebelehms zusammenzufallen.

Das an 6 Stellen der Westseite innerhalb der Geschiebelehmscholle gemessene Streichen ergab bei nördlichem Einfallen von 20—26° Werte zwischen 28 und 70°, bei einem Mittelwert von 52°. Der Eisdruck kam somit aus Richtung 322° und war nach 142° gerichtet. Gleichartige Messungen ergaben für die Ostwand die Richtung des Eisdrucks aus 10° nach 190°. Neben dem Hause Oberer Metchenkamp 15 war die Basis der ganzen, in sich stark geschuppten Geschiebelehmfolge auf dem liegenden Sand aufgeschlossen. Die Grenzfläche streicht nach 86° bei 30° nördlichem Einfallen, woraus sich an dieser Stelle die Bewegungsrichtung der Aufschuppung aus Richtung 356° nach 176° ergibt. Von besonderer Bedeutung ist zu verzeichnen, daß hier in der nach Süden aufgeschuppten Schichtfolge eine nach Süden gerichtete Vergenz auftritt (Abb. 3). Die mit ihr verbundene Überschiebung streicht nach 74°. Die daraus abzuleitende Bewegung erfolgte aus Richtung 344° nach 164° und steht in gutem Zusammenhang mit den sonstigen festzustellenden Bewegungsrichtungen.

3. Texturell-morphologische Hinweise auf die Entstehungszeit des Steinhuder Meer-Beckens

Werden die vorstehend mitgeteilten Werte in einer Übersicht zusammengestellt, so ergibt sich das folgende Bild:

Örtlichkeit	Streichen	Bewegungsrichtung von	Bewegungsrichtung nach
Weststoß Baugrube gegenüber Borcherding	28— 70° = 52°	322°	142°
Oststoß, wie vorstehend	98—103° = 100°	10°	190°
Haus 15, Basis Geschiebelehmfolge	86°	356°	176°
Vergenz bei Haus 15 in der Geschiebelehmfolge	74°	344°	164°
Durchschnitt	78°	348°	168°
Streichen des Hügelrückens . . .	75—80°		

Diese Feststellungen führen zu dem Ergebnis, daß die Aufschuppung der Geschiebelehmfolge insgesamt aus Nord—Nordwest nach Süd—Südost erfolgte. Das flache Einfallen der Basis nach Norden sinkt nach einigen Zehnern von Metern unter die hier auf etwa 36,00—37,00 m + NN liegende Sohle des Steinhuder Meeres ab. Der Weg ist zurückzuverfolgen und endet im Südteil des heutigen Steinhuder Meeres. Das besagt aber, daß die Hohlform des Steinhuder Meer-Beckens das Ergebnis der Eiserosion ist. Es liegt sehr nahe, daß die Aufschuppung mit der Südbewegung des aus dem Rehburger Stadium vorstoßenden Saale-Eises zu verbinden ist.

Das Heruntersteigen der Kameshügel bei Winzlar in die Wanne des Steinhuder Meer-Beckens und der Wiederaufstieg aus ihr im Mühlen-Berg bei Rehburg leitet zu dem Schluß hin, daß die Depression bereits vor der Bildung der Kames bestand. Diese Kames können auf Grund der örtlichen und regionalen

Beobachtungen nur im Toteis der weichenden Saale-Eiszeit gebildet sein. Unmittelbar vor diesem Zeitpunkt lag der Vorstoß der Saale-Eiszeit, der aus dem Halt des Rehburger Stauchmoränenbogens vorbrach. Hat doch die in den letzten Jahren vertretene Ansicht, daß das Rehburger Stadium kein Rückzugstadium, sondern ein Vorrückstadium ist, sehr an Boden gewinnen können (s. auch KELLER 1953). Bei dieser Südwärtsbewegung des Eises erodierte es und stapelte das an seiner Basis mitgeschleppte Grundmoränenmaterial nach Art von Gleitbrettern an der heutigen Südseite des Sees hoch, worüber der Hügel nordöstlich von Steinhude ein sehr sinnfälliges Zeugnis gibt.

Ergebnis

Nach einer einleitenden Wiedergabe der Ansichten über die Entstehung der Depression des Steinhuder Meer-Beckens wird unter Anwendung morphologisch-genetischer Gesichtspunkte nachgewiesen, daß an der Südwestseite des Meeres zu verfolgende saale-eiszeitliche Kames in die Depression hinuntergehen und aus ihr wieder heraussteigen. Die Hohlform muß somit schon vor dem Toteisabschnitt der Saale-Eiszeit entstanden sein.

Der genaue Zeitpunkt läßt sich dadurch ermitteln, daß auf der Südostseite des Meeres aus seinem flachen Boden nach Süden auftauchende Geschiebelehmschuppen als Drucktexturen in einem Hügelrücken hochgeschleppt sind. Die Aufschuppung des Materials und damit die Ausräumung der Depression fällt mit dem Vorstoß des Saale-Eises am Ende des Rehburger Stadiums zusammen. Danach dürfte im Gegensatz zu den eingangs geschilderten Ansichten die Glazialerosion an dem Zustandekommen des Steinhuder Meer-Beckens nicht unwesentlich beteiligt gewesen sein.

Schriften

BARTENSTEIN, H.: Faziesbeobachtungen an der Grenze von brackischem zu marinem Valendis des Rehburger Sattels. — Jahresber. d. Naturhistorischen Ges. z. Hannover, **99—100**, S. 35—42, Hannover 1950.

DEWERS, F.: Diluvium. — Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, III. Teil, Känozoikum, S. 152—155, Oldenburg 1941.

DIENEMANN, W., & PFAFFENBERG, K.: Zur Alluvialgeologie des Steinhuder Meeres und seiner Umgebung. — Archiv f. Landes- u. Volkskunde von Niedersachsen, Verl. Stalling, Oldenburg, S. 430—448, Oldenburg i. O. 1943.

KELLER, G.: Das Fluvioglazial bei Engelbostel und Frielingen nördlich von Hannover. — Geol. Jahrb., **70**, S. 247—260, Hannover 1955.

— Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Kr. Bersenbrück) zur saaleeiszeitlichen Grundmoräne. — Eiszeitalter und Gegenwart, Jahrb. Dtsch. Quartärvereinigung, **3**, S. 58—64, Öhringen (Württ.) 1953.

SPETHMANN, H.: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. — Mitt. Geogr. Ges. Lübeck, **2**. Reihe, H. **22**, S. 1—17, Lübeck 1908.

WOLDSTEDT, P.: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. — Jahresber. Niedersächs. Geol. Verein, **21**, S. 10—17, Hannover 1928.

Die Biologie der rezenten Süßwassermuscheln und ihre Anwendung für die Erforschung der oberkarbonischen nichtmarinen Muscheln

Von Lennart Schleicher, Gronau i. Westf.

Es wird die Frage aufgeworfen, ob und inwieweit die Kenntnisse über die rezenten Süßwassermuscheln als aktualistischer Vergleich für die Lösung paläontologischer Fragen, die dem Bearbeiter nichtmariner Lamellibranchiatenfaunen aus dem Oberkarbon entgegentreten, herangezogen werden dürfen und dienlich sein können. Ein Verwandtschaftsverhältnis zwischen den paläozoischen Anthracosiiden und den rezenten Najaden ist nicht eindeutig erwiesen. Die Zugehörigkeit von *Naiadites* zu den *Mytilidae* ist ungewiß (*Dreissensia* wird auf Grund ihrer Kiemenanatomie nicht mehr zu diesen gestellt). Konvergenzen sind wegen der extremen Lebensbedingungen im Süßwasser besonders zu erwarten und können nachgewiesen werden. Die Schwierigkeiten der Artabgrenzung bei den Anthracosiiden waren auch bei den Unioniden anfänglich ähnlich gelagert. Es wird auf die Möglichkeit von Reaktionsformen auch bei den oberkarbonischen nichtmarinen Muscheln und das Vorhandensein geschlechtlich bedingter Unterschiede der Schalendimensionen bei den Unioniden hingewiesen, die auch z. T. bei den Anthracosiiden zu erwarten sind. Das auch bei den Anthracosiiden feststellbare ungleich verlaufende Wachstum dürfte bei der statistischen Auswertung von Wert sein. Die Erhaltungszustände der fossilen Süßwassermuscheln zeigen gegenüber den fossilen Erhaltungen mariner Muscheln teilweise gewisse Besonderheiten.

Bei dem Vergleich der äußeren Schalenform einer *Unio* mit einer oberkarbonischen *Carbonicola* [1a]) oder einer *Dreissensia* aus unseren heimischen Gewässern mit einer *Naiadites* aus den nichtmarinen Faunenschiefern ist eine auffallende Ähnlichkeit nicht abzustreiten. Ist ein Vergleich, d. h. die Anwendung des aktualistischen Prinzips, in unserem Fall gestattet? Haben wir es vielleicht sogar mit Verwandten unserer heimischen Süßwassermuscheln zu tun, die dazu noch unter ähnlichen Umweltsbedingungen lebten? Die stammesgeschichtliche Entwicklung der Najaden läßt sich bis in das Mesozoikum verfolgen. Aus der Familie der *Mutelidae* des Gondwanalandes sollen sich nach Modell (1942) die übrigen Stämme der jetzt in der ganzen Welt verbreiteten Najaden entwickelt haben. Modell sieht in den paläozoischen *Anthracosiidae*, trotz unterschiedlicher Ausbildung des Schlosses und der Muskeleindrücke, die Vorfahren der Najaden. Dechaseaux (1950) vertritt die Ansicht einer anderen Partei, die die Anthracosiiden und Najaden im System weit voneinander trennen. Die Najaden werden hiernach zu den Trigoniden und speziell zu der Gattung *Trigonoides* Kobayashi & Suzuki (1936) in genetische Beziehung gesetzt. Eine definitive Entscheidung für eine der beiden Anschauungen ist m. E. noch nicht zu fällen. Die Gattung *Dreissensia* ist auf Grund ihrer Kiemenanatomie nicht bei den Mytiliden, zu denen man auf Grund ihrer äußeren Merkmale noch die Gattung *Naiadites* stellt, einzureihen. Läßt sich die Frage der Verwandtschaft nicht einwandfrei beantworten, so wird uns die Untersuchung etwaiger Konvergenz mehr Möglichkeiten in unserer Fragestellung bieten. Schon innerhalb der Najaden kennen wir gewisse konvergente Entwicklungen, z. B. zum anodontoiden Typus.

[1a]) Die Gattung *Carbonicola* wird hier meist auch als stellvertretendes Beispiel für die morphologisch ähnlichen, nichtmarinen Gattungen, wie *Anthracosia, Anthracosphaerium* und z. T. *Anthraconaia*, genannt.

Konvergenz

Das Leben im Süßwasser erfordert auf jeden Fall von den Muscheln die Ausbildung eines Periostrakums (Schalenepidermis) zum Schutz gegen Kohlensäure und Huminsäuren, sowie eine möglichst glatte Schalenoberfläche, sonst würde eine zu leichte Verletzbarkeit des Periostrakums die Folge sein. Die *Anthracosiidae* und die Gattung *Naiadites* erfüllten ebenfalls diese Forderung. Im Vergleich zu marinen Muscheln bleibt den Süßwassermuscheln nur eine begrenzte Formmöglichkeit der Schalen. CASEY vermutet, daß auch die Streckung der Seitenlamellen ein Charakteristikum für Süßwasserformen sein könnte (falls diese nicht reduziert sind). CASEY hält zudem eine Einwanderung von Lamellibranchiaten verschiedener Herkunft und eine konvergente Entwicklung für möglich (z. B. *Sphaeriidae*).

Das Leben im Süßwasser zwingt die heutigen Muscheln zu ganz bestimmten Formgebungen. Für die oberkarbonischen Muscheln gleichartiger Form ist daher auch die Annahme einer gewissen Konvergenz der biologischen Erscheinungen sehr naheliegend. Die Kenntnis der Biologie der rezenten Süßwassermuscheln dürfte sicherlich dem Bearbeiter karbonischer Süßwassermuscheln sehr nützlich sein. Leider findet aber der Paläontologe in der Literatur über rezente Süßwassermuscheln oft gerade auf die von ihm gestellten Fragen keine Antwort.

Der Artbegriff

Die Abgrenzung der Arten ist wohl eine der brennendsten Fragen bei der Behandlung der Anthracosiiden und Naiaditen. Boten nicht z. B. auch die Unioniden gleiche Schwierigkeiten? So hat z. B. SERVAIN (1882)[1b]) aus dem Main zwischen Hanau und Frankfurt 26 Arten der Gattung *Anodonta* beschrieben. WESTERLUND (1890) zählt aus den deutschen Gewässern 87 Anodontenarten auf. Heute begnügt man sich im allgemeinen mit 2 echten Arten.

Die Formenverschiedenheiten innerhalb der Art haben bei den Unioniden[2]) folgende Ursachen: Lokalrassen (als Unterarten zu werten), Entwicklungsstadien, Geschlechtsdimorphismen und Anpassungsformen, verursacht durch Einwirkungen des Biotops.

Zur Abgrenzung der echten Arten sind die Larven und Jugendformen (vor der Geschlechtsreife) am besten geeignet. Ein an den Schalen der Unioniden oft sehr brauchbares Artunterscheidungsmerkmal ist die Wirbelskulptur, deren Ausbildungsstärke aber auch von äußeren Faktoren abhängig sein kann. Bei den *Anthracosiidae* sind Wirbelskulpturen nicht bekannt. Die Ausbildung des Schlosses kann ebenso wie bei den *Anthracosiidae* oft Abweichungen unterliegen.

Anpassungsformen

Die Fähigkeit, Reaktionsformen der Schalen zu bilden, ist bei den Najaden sehr ausgeprägt. Abbildungen bei ISRAËL (1913) oder GEYER (1927) mögen dem Leser einen ungefähren Einblick in die Möglichkeiten der durch äußere Faktoren hervorgerufenen Formabwandlungen vermitteln[3]). Wegen des Zusammenspiels meist mehrerer Ursachen und weil auch mitunter verschiedene Gattungen und Arten unterschiedlich reagieren können, ist es nicht leicht, zu einer Über-

[1b]) Nach V. FRANZ (1929).

[2]) Ähnliches gilt auch für die anderen Gruppen der rezenten Süßwassermuscheln.

[3]) Aus technischen Gründen möchte ich von der Wiedergabe der während des Vortrages gezeigten Bilder absehen.

sicht über die Gesetzmäßigkeiten der Reaktionsformen zu kommen. MODELL hat 1924 einen Vorstoß in dieser Richtung unternommen, der sich aber auf eine sehr allgemeine Behandlung des Fragenkomplexes beschränkt. Interessante Einzelheiten vermitteln besonders die Arbeiten von HAZAY (1881), v. GALLENSTEIN (1892), ISRAËL (1913) und SCHNITTER (1922)[4]). Eine kritische Sichtung der Literatur ergibt oft scheinbare Widersprüche, die sich aber klären lassen. So ist z. B. auch ein einzelnes Merkmal nicht ausreichend, um etwas über die formbildenden Faktoren auszusagen. Es können u. U. verschiedene Einflüsse zu ähnlichen Formabweichungen führen: z. B. herabgezogene Hinterenden bei Seeformen (vgl. v. GALLENSTEIN 1892) und bei Kiesformen.

Beachtenswert erscheint mir ein Vorschlag MODELLS (1924), in dem für die verschiedenen Formeigenarten adjektivische Bezeichnungen empfohlen werden, die unabhängig vom Gattungs- und Artbegriff sein würden und nomenklatorisch dann auch hinter den Autorennamen zu stellen wären. Hiermit will MODELL einen Ausweg aus der Inflation der „Art"namen suchen.

Reaktionsformen bei den *Anthracosiidae*

Die Vielfalt und die Art der Formabwandlungen bei den Arten der Gattung *Carbonicola* läßt Reaktionsformen bei diesen jedenfalls vermuten. Es ist nur schwierig, aus der Gesteinsfazies allein alle möglichen Einflüsse des ehemaligen Biotops abzuleiten. Abgesehen von Strömungsrinnen und stärker fließenden Gewässern (*Carbonicola* wurde auch in Sandsteinen gefunden) scheint das Biotop der Carbonicolen einheitlicher (große, zusammenhängende Wasserflächen) als bei unseren heimischen Süßwassermuscheln (getrennte Bäche und Flüsse, Teiche und Seen) gewesen zu sein. Aber es zeigt sich auch, daß z. B. heute in einem und dem gleichen See an verschiedenen Stellen durch oft nicht unmittelbar feststellbare Einflüsse unterschiedliche Formabweichungen auftreten können (ISRAËL 1913, S. 13).

EAGAR (1948) kommt bei einer Untersuchung in dieser Richtung zu dem Schluß, daß auch bei den Carbonicolen die Variabilität der Schalenformen z. T. ökologisch bedingt sein könnte. Bei der Untersuchung einer *Carbonicola-exporrecta*-Fauna konnte EAGAR (1952) durch ökologische Einflüsse bedingte Form- bzw. Größenunterschiede nachweisen.

Geschlechtsdimorphismus

Bei den Unioniden, besonders bei der Gattung Anodonta, treten nach Eintritt der Fortpflanzungsfähigkeit (etwa nach 3 Jahren) auch ± ausgeprägte Formenunterschiede, die durch verschiedenes Geschlecht bedingt sind, in Erscheinung. Das Einlegen der Brut in die Kiemenfächer bei den weiblichen Tieren erfordert mehr Schalenraum als bei den Männchen. Formenmerkmale bei den Weibchen sind im allgemeinen: eine relativ größere Bauchigkeit, eine relativ längliche Gestaltung und ein schmalerer Vorderrand der Schale. Bei den männlichen Tieren äußert sich das Geschlecht in der Schalenform im allgemeinen durch: höhere Schalen, einen hohen, weitgerundeten Vorderrand und einen kurzen geraden und oft spitzen Schnabel. Bei der Beurteilung der Geschlechtsunterschiede in der Schalenformung sind aber jeweils das relative Alter und die

[4]) Eine zusammenfassende Übersicht gibt hierzu F. HAAS (1935 und 1937).

durch das Biotop bedingte Formgebung mit zu berücksichtigen. EAGAR (1952, S. 352) vermutet, daß sich bei einer an *Carbonicola exporrecta* durchgeführten Meßreihe ein Geschlechtsdimorphismus nachweisen lasse.

Wachstum

Die sogenannten „Jahresringe“ an den Schalen der Unioniden, hervorgerufen durch Wachstumsunterbrechungen, können u. U. auch mehrmals im Jahr gebildet werden, wie ISRAËL an gezeichneten Exemplaren nachweisen konnte.

Wichtig ist für uns die Feststellung, daß sich bei den Unioniden der Betrag von H/L · 100 im Verlauf des Wachstums u. U. verändern kann. EAGAR (1952) hat die Veränderungen der H/L-Indizes während des Wachstums zur statistischen Auswertung bei Carbonicolen mit Erfolg angewendet. Soweit dieses ungleiche Wachstum nicht artgebunden ist, wird es hauptsächlich auf die Formveränderung durch äußere Einflüsse und Geschlechtsunterschiede zurückzuführen sein.

Bei der Gattung *Unio* als Beispiel sehen wir, daß die Parallel- oder Schrägstellung der Anwachsstreifen zum Schalenunterrand bei der gleichen Art unterschiedlich sein und nicht unbedingt als Artmerkmal verwendet werden kann.

Lebensraum der oberkarbonischen nichtmarinen Muscheln

Einiges wurde hierzu schon auf Seite 492 gesagt. Daß bei den Carbonicolen auch mitunter Korrosionserscheinungen in der Wirbelgegend, die nur bei Süßwassermuscheln in kohlensäure- oder humussäurehaltigen Gewässern vorkommen, beobachtet wurden, zeigt, daß die Carbonicolen auch solchen extremen Lebensbedingungen ausgesetzt sein konnten. In Gemeinschaft mit marinen Faunen sind die oberkarbonischen nichtmarinen Muscheln bekanntlich nie gefunden worden. Die Anthracosiiden lebten wohl mehr oder weniger in den Untergrund eingegraben. Ob und wie diese sich in einer stärkeren Strömung (Sandstein) ausrichteten, konnte noch nicht nachgeprüft werden. Die Najaden verhalten sich in dieser Hinsicht merkwürdigerweise nicht gleichartig. Während sich *Unio* und *Anodonta* mit dem Wirbel, d. h. der Vorderseite, gegen den Strom stellen, richtet sich unsere heimische *Margaritana margaritifera* gerade entgegengesetzt in der Strömung ein.

Naiadites ist in ihrer Lebensweise — durch Byssusfäden an Gegenständen im freien Wasser angeheftet — mit der rezenten *Dreissensia* zu vergleichen. Interessant ist hinsichtlich der Jugendstadien von *Naiadites* (i. d. Lit. z. T. als *Anthracomya minima* LUDW. geführt. Nicht zu verwechseln mit *Anthraconauta minima* HIND), die sich sogar auch in den sog. Pflanzenschiefern finden, eine von WASMUND (1926) beschriebene Beobachtung: In Seen (nicht in Flüssen, wo sich *D. polymorpha* durch Verdriftung verbreitet) siedeln sich die jüngsten Stadien der *Dreissensia polymorpha* zuerst im flachsten Litoral an, um mit zunehmendem Alter einzeln oder in Kolonien (!) in die tieferen Regionen der Seen abzuwandern, wo sie sich mit der übrigen Muschelfauna mischen. Auch Naiaditen, besonders deren Kleinformen, finden sich oft in Gruppen oder einzeln ohne die Vergesellschaftung mit Carbonicolen oder anderen im sog. Faunen- oder gar Pflanzenschiefer. Jedoch konnte ich auch oft genug Naiaditen mit Anthracosiiden auf der gleichen Schichtfläche vergesellschaftet vorfinden.

Erhaltungszustände der fossilen, nichtmarinen Muscheln

Da die nichtmarinen Muscheln im Ruhrkarbon meist sehr ungünstige Erhaltungszustände aufweisen, die z. T. durch starke tektonische Einwirkungen verursacht sind, gestaltet sich die Bearbeitung derselben oft schwieriger als in manch anderen Karbongebieten.

Es sind bei den Erhaltungszuständen 3 Gruppen zu unterscheiden:

1. Ohne Erhaltung der Schalensubstanz oder deren Ersatz durch andere Mineralien: Abdrücke, Steinkerne und Struktursteinkerne. Diese Erhaltungszustände finden sich sowohl bei den *Anthracosiidae* als auch bei *Naiadites.*

2. Kalkanteil der Schale erhalten oder durch ein anderes Mineral (z. B. Pyrit) ersetzt: Hierbei sind die Schalen oft in bezeichnender Weise zerbrochen und ± plattgedrückt, wobei die Wölbung der Schalenscherben aber erhalten bleibt. Diese Bruchform könnte man wegen ihres charakteristischen Aussehens als „Eierschalenbruch" bezeichnen. Der natürliche Umriß der Muschelschalen bleibt hierbei meistens erhalten. Bei *Carbonicola* ist dieser Erhaltungszustand sehr häufig, während ich ihn bei *Naiadites* noch nie feststellen konnte.

3. Fossile Erhaltung des Periostrakums nach Auflösung der Hartsubstanz der Schale: Der anfängliche Werdegang dieses Erhaltungszustandes kann auch an den Schalen rezenter Süßwassermuscheln in sauren Gewässern beobachtet werden. Die Auflösung der Kalksubstanz beginnt an den dünnsten Stellen der leeren Schalen. Zurück bleibt das weiche Periostrakum, an dem im letzten Stadium noch die dickeren Teile der Schloßpartien hängen. In diesem Erhaltungszustand treffen wir besonders häufig *Naiadites* (aber u. U. auch die *Anthracosiidae*) an. Sie lagen wohl relativ lang post mortem auf der Sedimentoberfläche, wobei ihre anscheinend nicht sehr starke Kalkschale leicht gelöst wurde. Die chitinöse Substanz des Periostrakums ist oft noch als ein schwarzer Überzug über dem Abdruck zu erkennen, der sich gegen den grauen Schiefer gut abhebt. Eine feine Fältelung auf den Schalenabdrücken von *Naiadites* wird vielfach als ein charakteristisches Kennzeichen der Gattung angesehen. Diese Fältelung kommt aber m. E. nur durch das Flachdrücken des weichen Periostrakums während der Einbettung im Sediment zustande. Doppelklappige und gewölbte Stücke von Naiadites, bei denen auch noch das fossilisierte Periostrakum zu erkennen ist, haben, abgesehen von den Zuwachsstreifen, eine völlig glatte Schalenoberfläche. Liegen Naiaditen mit gefältelter Schalenoberfläche als Abdrücke vor, so ist anzunehmen. daß das Periostrakum in einem späteren Stadium der Fossilisation noch zerstört worden ist. In humosen Gesteinen (z. B. Kohleneisenstein) finden wir sogar mitunter auch die Abdrücke der Carbonicola-Schalen gefältelt erhalten. Die Fältelung bei den Carbonicolen ist nicht so eng wie bei den Schalen der Naiaditen, was wohl auf ein stärkeres Periostrakum und u. U. auch auf eine stärkere Kalkschale bei den Carbonicolen schließen läßt (die Auflösung der Kalkschale im Sediment kann, wie rezente Vergleiche zeigen, u. U. derart erfolgen, daß die Schalensubstanz zuerst weich und zerreiblich wird).

Zusammenfassung

Es war nicht meine Absicht, in dieser Abhandlung ausführlich auf alle biologischen Einzelheiten der rezenten Süßwassermuscheln, soweit sie vergleichend für die Paläontologie der oberkarbonischen, nichtmarinen Muscheln von Interesse sind, einzugehen. Dies wäre in einigen Punkten, besonders bei dem noch nicht in allem geklärten Komplex der Reaktionsformen, einesteils nicht möglich gewesen und war in dem gegebenen Rahmen auch nicht beabsichtigt. Es sollte gezeigt werden, daß die Schwierigkeiten der Artabtrennung bei den rezenten Süßwassermuscheln ähnlich denen waren, die auch bei den oberkarbonischen Süßwassermuscheln auftreten, und daß Kenntnisse über die rezenten Süßwassermuscheln der paläontologischen Bearbeitung oberkarbonischer, nichtmariner Muscheln sehr von Nutzen sein können.

Nachsatz

Das von Fräulein Dr. PAPROTH vorgezeigte fossile Vergleichsmaterial unterstützte — rein zufällig — meine Ausführungen über die rezenten Unioniden. Die statistische Vermessung der Schalen mittels vom Wirbel ausgehender Radien ist wohl am zweckmäßigsten, um die Gestalt der Schalen möglichst genau zu erfassen (dies ist bei der einfachen Gegenüberstellung der H- und L-Werte nur sehr beschränkt möglich), und sie zeigt zahlenmäßig auch sehr schön die teilweise große Formveränderung besonders des Schalenhinterrandes als auch des Vorderteiles. Dies bekräftigt die Vermutung, daß es sich bei diesen Formverschiedenheiten innerhalb einer Art z. T. um ähnliche Erscheinungen — Reaktionsformen und Geschlechtsunterschiede — handeln könnte, wie ich sie an den Abbildungen rezenter Unioniden zeigen konnte. Zur Trennung von Arten erscheint mir dieses System weniger geeignet.

Aus eigener Erfahrung kann ich ebenfalls bestätigen, daß auch im Ruhrkarbon in bestimmten stratigraphischen Abschnitten (besonders im oberen Westfal A) eine Stratigraphie mit Hilfe der Muschelfaunen gut möglich ist. Man muß eben in der Wahl der stratigraphischen Hilfsmittel beweglich sein und nicht eines von ihnen — Pflanzen, Muscheln oder andere — ablehnen, wenn sie sich in einem gewissen Abschnitt unbrauchbar zeigen oder ihres Ranges als „Leitfossilien" entkleidet werden müssen. In nichtmarinen Schichten soll man gegenüber sog. Leitfossilien überhaupt sehr mißtrauisch sein.

Mit tektonischen Verzerrungen der Schalenformen muß man in gewissen Gebieten wohl rechnen. Besonders bei dem dritten von mir aufgeführten Erhaltungszustand (fossile Erhaltung des Periostrakums) dürften leicht schwer erkennbare Verzerrungen vorkommen. Bei dem sog. „Eierschalenbruch" läßt sich eine tektonische Verzerrung leichter nachprüfen, und ohne stärkere tektonische Einwirkungen werden bei diesem die Proportionen des Schalenumrisses anscheinend nicht merklich verändert.

Wir können wohl mit Recht annehmen, daß der Lebensraum der oberkarbonischen Süßwassermuscheln (hauptsächlich große Wasserflächen, Lagunen und z. T. Flüsse und Bäche) im allgemeinen anders geartet war als der unserer heimischen Süßwasserbivalven. Aber es zeigt sich, daß Formverschiedenheiten der gleichen Art sogar in den größten Seen zu beobachten sind, wo wir zuerst vielleicht eine absolute Gleichheit der äußeren auf die Muscheln einwirkenden Faktoren vermuten würden.

Ich bin auch absolut der Ansicht, daß die *Anthraconauta minima* eine selbständige Art darstellt und früher mit Jugendformen von *Naiadites* und vielleicht auch *Anthracomya* unter dem Namen *Anthracomya minima* zusammengeworfen wurde. Solche Kleinformen von *Naiadites* fand ich häufiger ± isoliert von adulten Naiaditen in den Oberen Bochumer Schichten des Ruhrgebietes. Daneben kam, wenn auch seltener, *Anthraconauta minima* vor. In diesen Schichten fand ich auch öfters adulte Exemplare von *Naiadites* mit *Carbonicola* vergesellschaftet.

Wenn in den beiden Vorträgen hauptsächlich die Schwierigkeiten, die sich einem bei der Bearbeitung von Süßwassermuscheln entgegenstellen, aufgezeigt wurden, so soll das nicht heißen, daß die Bearbeitung solchen Materials zwecklos sei.

Schriften

CASEY: Siehe Diskussionsbemerkung bei EAGAR (1952).

DECHASEAUX, C.: Classe des Lamellibranches. — In PIVETEAU, J.: Traité de Paléontologie, 2, S. 220—364, Paris (Masson & Cie.) 1952.

EAGAR, R. M. C.: Variation in shape of shell with respect to ecological station. A review dealing with recent Unionidae and certain species of the Anthracosiidae in Upper Carboniferous Times. — Proc. Roy. Soc. Edin., B, 63, S. 130—148, Edinburg 1948.

— Growth and Variation in the Non-Marine Lamellibranch Fauna above the Sand Rock Mine of the Lancashire Millstone Grit. — Quart. J. Geol. Soc., London, 107, for 1951, S. 339—369, London 1952.

FRANZ, V.: Zur Artenfrage der Anodonten. — Arch. Molluskenkunde, 61, S. 241—267, Frankfurt a. M. 1929.

GALLENSTEIN, H. v.: Die Schalenformungen der Muscheln des Wörther-Sees in Kärnten. — Nachrichtsbl. Dtsch. Malakozool. Ges., 24, S. 102—114, Frankfurt a. M. 1892.

GEYER, D.: Unsere Land- und Süßwassermollusken. — 3. Aufl., Stuttgart (Lutz) 1927.

HAAS, F.: Bivalvia. — In: H. G. BRONNS Klassen und Ordnungen des Tierreiches, 3, III. Abt., Leipzig 1935 und 1937.

HAZAY, J.: Die Molluskenfauna von Budapest. III. Biologischer Teil. Zur Entwicklungs- und Lebensgeschichte der Land- und Süßwasser-Mollusken. — Malakozool. Bl., 4, S. 43—224, 1881.

ISRAËL, W.: Biologie der europäischen Süßwassermuscheln. — Stuttgart (Lutz) 1913.

MODELL, H.: Neue Wege der Najadenforschung. — Arch. Molluskenkunde, 56, S. 17—54, Frankfurt a. M. 1924.

— Das natürliche System der Najaden. — Arch. Molluskenkunde, 74, Frankfurt a. M. 1942.

SCHNITTER, H.: Die Najaden der Schweiz, mit besonderer Berücksichtigung der Umgebung Basels. — Z. Hydrologie, 2. Supplement, Aarau 1922.

WASMUND, E.: Biocoenose und Thanatocoenose (Biosoziologische Studie über Lebensgemeinschaften und Totengemeinschaften). — Arch. Hydrobiol., 17, S. 1—116, 1926.

WESTERLUND, C. A.: Fauna der in der paläarktischen Region lebenden Binnenkonchylien. 7. Acephala 1890.

Diskussion: FIEBIG, JESSEN, HAHNE, SCHLEICHER (s. Schlußbemerkung).

Gesetzmäßigkeiten zentralanatolischer Chromitvorkommen*)

Mit 1 Abbildung

Von WALTER J. SCHMIDT, Wien

Einführung

Die vom Verfasser in den Jahren 1952 und 1953 durchgeführten Untersuchungen in Zentralanatolien und das damit verbundene Literaturstudium ließen einige Gesetzmäßigkeiten erkennen, die, zusammengefaßt, ein einheitliches Bild der Chromitlagerstätten dieses Gebietes ergaben.

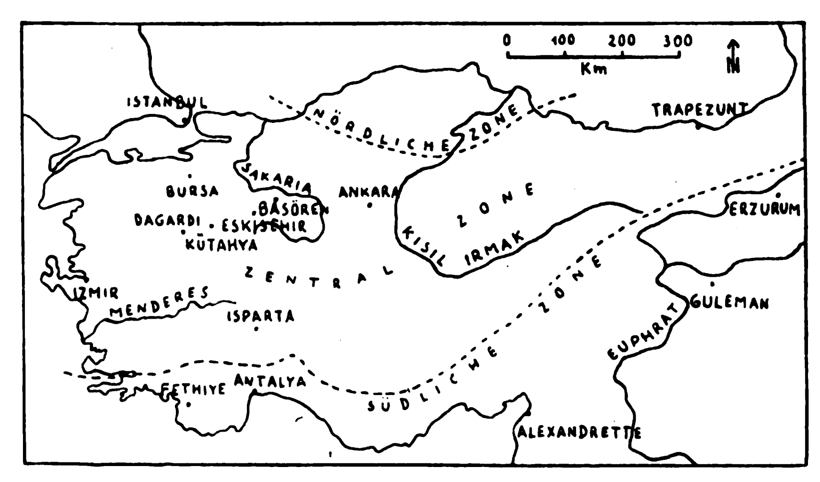


Abb. 1. Lageplan der wichtigsten zentralanatolischen Chromitvorkommen.

Es handelt sich dabei um Chromitvorkommen im Raum Eskisehir (Basören, Janik Dere, Kaba Kaya, Kale Dorusu, Karatarla, Kavak, Kayan Cesmesi, Lacin, Olukbasi, Tastepe), Isparta (Baslangic) und Kütahya (Basalan, Dagardi, Koca Yatak).

Alle diese Vorkommen liegen in mächtigen Serpentinmassiven, welch letztere sich innerhalb einer Serie kristalliner Schiefer, die stellenweise Intrusiva führen, befinden.

Auch in den Serpentinen selbst treten, insbesondere randlich, dioritische bis gabbroide Einlagerungen auf, meist in Form auskeilender Bänder. Allgemein verbreitet, wenn auch in wechselnder Häufigkeit, finden sich Pyroxenitzüge (vorherrschend Bronzitite). Sie sind i.a. kaum einige Dezi-

*) Vortrag, gehalten anläßlich der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Arnsberg am 14. September 1954.

meter mächtig, oft nur wenige Zentimeter. Größere Mächtigkeiten sind selten. Meist keilen diese Pyroxenite nach einigen Zehnern von Metern aus oder werden durch Störungen abgeschnitten, maximal erreichen sie Längen von wenig mehr als 100 m. Sie sind fast immer steil gelagert, bei unterschiedlichem, oft rasch wechselndem Streichen. Die weite Verbreitung in paralleler Staffelung läßt dabei auf eine allgemeine Steilstellung schließen, wohl im Gefolge groß angelegter seitlicher Einengung.

Der Verlauf der Pyroxenitzüge ist nun deshalb von besonderer Bedeutung, weil dadurch der einzige Hinweis auf den inneren Bau der Serpentinmassive und die Verteilung ihrer Chromitvorkommen gegeben ist.

Denn die tektonischen Erscheinungen für sich allein geben hier praktisch kaum eine Handhabe diesbezüglich oder sind so kompliziert, daß man sie auch bei weitgehendster Anwendung statistischer Methoden nur beschränkt deuten kann. Bestenfalls kann der Einfluß jüngerer und älterer Tektonik getrennt und die Natur der jüngsten Verstellungen geklärt werden.

So erbrachten einige tausend Kluftmessungen im Raum von Basören für sich allein überhaupt kein verwertbares Ergebnis.

Ähnliche Erfahrungen wurden auch in anderen Serpentinmassiven gemacht, so zuletzt publiziert von H. Buczek (1953) über das Serpentinmassiv von Sobotka (Niederschlesien).

In unmittelbar benachbarten Aufschlüssen scheinen zwar ähnliche Kluftlagen vorzuherrschen, bei einer genauen Messung ergeben sich aber sofort Abweichungen, die sich statistisch nicht mehr ausgleichen lassen und bei Hinzunahme weiterer Messungen nur noch deutlicher werden.

Auch Untersuchungen der Mineraleinregelung am U-Tisch ergeben ein ähnliches Bild.

Für allgemeine tektonische Vorstellungen ist man daher auf die Lagerungsverhältnisse und gegenseitigen Verschiebungen der Pyroxenitzüge angewiesen.

Erz- und Lagerstättentypen

Erztypen

In allen beschriebenen Serpentinmassiven lassen sich prinzipiell 5 Erztypen unterscheiden.

Typ 1. Derberz, mit meist scharfer tektonischer Grenze, stellenweise über zuerst reiches, dann immer ärmer werdendes Sprenkelerz (Typ 2) in das Nebengestein (Serpentin) übergehend.

Typ 2. Selbständiges Sprenkelerz, unregelmäßig wolkig im Serpentin. Allgemein verbreitet.

Typ 3. Selbständiges Spenkelerz, bänderartig im Serpentin.

Typ 4. Derberz, stellenweise verwachsen mit grasgrünem Pyroxen (ansonsten mit Serpentin).

Typ 5. Kugelerz im zersetzten Serpentin, selten mit grasgrünem Pyroxen.

Diese verschiedenen Erztypen bilden für sich allein oder untereinander kombiniert bestimmte Lagerstättentypen.

Lagerstättentypen

Typ 1. Mit Erztyp 1, und zwar in Form einzelner, oft recht beträchtlicher Erzkörper.

Sie setzen meist scharf an tektonischen Grenzen (die jedoch die prinzipielle

ırm der Erzkörper nur wenig bzw. nur randlich beeinflussen) gegen das Nebenstein (Serpentin) ab (häufig mit Magnesit gefüllte Klüfte), mitunter verlieren sich über Sprenkelerz (Erztyp 2) allmählich ins Nebengestein.

Die Art der Begrenzung spricht wohl eindeutig gegen die wiederholt beuptete Gangnatur dieser Vorkommen.

Weiters ergibt sich daraus, daß die Erzkörper zwar zweifellos tektonisch ınsportiert bzw. verstellt wurden, aber nicht isoliert, sondern mindestens zum ·il mit ihrer ursprünglichen Umgebung.

Im allgemeinen treten nun die Erzkörper nicht einzeln auf, sondern an stimmten Stellen gehäuft, und zwar jeweils hintereinandergereiht, einem Horizont parallel den jeweilig vorhandenen Pyro-nitzügen (die in diesem Bereich ziemlich eng verlaufen). Der Erzhorizont ırchbricht die Pyroxenitzüge niemals, und mit deren Lage ist somit auch die ıge und der Verlauf des Erzhorizontes gegeben.

Von besonderem Interesse ist dabei, daß die Anordnung der Erzkörper ıear ist, während man doch eigentlich eine prinzipiell flächenhafte Verteilung warten würde. Es muß dies wohl schon mit dem ursprünglichen Ausscheiıngsvorgang zusammenhängen, mit der Entstehung linearer Fließformen ängsdehnung und Zerreißung eines bereits weitgehend ausgeschiedenen größen Erzkörpers in mehrere kleinere durch tektonische Einflüsse im gerade noch eßfähigen Zustand).

Dadurch wird auch erklärt, warum immer nur einige wenige Erzkörper ıeist 3—6) an einer Stelle auftreten, während weite Bereiche der Erzhorizonte eril sind.

Weiters spricht für die Annahme derartiger Einflüsse aber auch die Form ır einzelnen Erzkörper selbst, nämlich etwa die von flachgedrückten ropfen, deren längste Achse jeweils parallel der Erzzone verläuft, mit verhieden starker Neigung.

Die kürzeste Achse steht quer zur Erzzone, die mittlere parallel zu ihr, doch senkrecht auf die längste.

Entsprechend der Tropfenform ist das dünnere Ende der Erzkörper oberichennäher.

Die längste Achse kann einige hundert Meter erreichen, die beiden anderen nige Zehner von Metern, wobei die mittlere Achse meist ein Vielfaches der einsten ausmacht (z. B. in Grube Basören II: $100 \times 40 \times 20$ m).

Die Neigung der längsten Achse ist in den einzelnen Erzkörpern nes Vorkommens nicht gleich, sondern ändert sich allmählich, und zwar liegen i allen bekannten Vorkommen die oberflächennächsten (ersten) Erzkörper esentlich steiler als die tiefsten (letzten).

Die umgekehrten Verhältnisse, also zuerst flache Längsachsen, die allmähh steiler werden oder gleichmäßige Lagerung, wurden bei diesem Lagerättentyp bisher nicht beobachtet (was auch für seitliche Einengung mit Auf-essungen spricht); ebensowenig ein neuerliches Hinaufziehen der Erzkörper.

In einem Falle (Grube Basören I und II) konnte eine symmetrische Anordnung zweier gerstättenteile (allerdings mit im Detail nicht völlig übereinstimmendem Erzcharakter) obachtet werden, insofern nämlich, als die Anordnung der Längsachsen der Erzkörper in sem Bereich einen horstartigen Bau der Erzzone andeutet, wobei die zentralen und höchn Erzkörper steil stehen und voneinander wegfallen, die anschließenden und tieferen ımer flacher werden. In den übrigen Vorkommen konnte ein solcher Gegenflügel bisher cht beobachtet werden.

Während also die prinzipiellen Größenverhältnisse und Aufteilungen der rzkörper schon bei ihrer Ausscheidung gestaltet wurden (selbstverständlich

unter entsprechendem Einfluß der gleichzeitigen Tektonik), entsprechen die zuletzt geschilderten Lagerungsverhältnisse zweifellos späteren, rein tektonischen Vorgängen.

Wobei es sich zeigt, daß zwar Verstellungen innerhalb eines Erzhorizontes auftreten, daß jedoch der Horizont als Ganzes über weite Bereiche relativ unversehrt geblieben ist. Seitliche Verstellungen der Grenzpyroxenite erreichen kaum einmal mehr als 10 m. Allerdings gilt dies jeweils nur für eine Längenerstreckung von einigen Kilometern. Darüber hinaus ist eine Verfolgung meist nicht mehr möglich (allmähliche Summierung kleintektonischer Einflüsse, primäre oder tektonisch bedingte Gabelungen, andauernde Sterilität und damit Verlust des besonderen Charakters, Einschießen von Pyroxenitschwärmen).

Der Lagerstättentyp 1 bevorzugt allgemein die randlichen Bereiche der Serpentinmassive, insbesondere eines ihrer schmalen Enden (dabei zur Längserstreckung der Massive vorherrschend im rechten Winkel orientiert).

Vorkommen dieses Typs stellen dar: Baslangic II, Basören I, Basören II, Dagardi, Kaba Kaya.

Typ 2. Gekennzeichnet durch Erztyp 2. Vielfach nicht scharf von Typ 1 und Typ 3 zu unterscheiden bzw. in sie übergehend.

Wirtschaftliche Bedeutung erreicht dieser Typ für sich allein überhaupt nicht, andererseits ist er jedoch allgemein verbreitet, wobei seine Abgrenzung auch zum Nebengestein vielfach schwierig ist (es gibt in den entsprechenden Bereichen kaum ein Handstück, in dem überhaupt kein Chromit nachgewiesen werden könnte.

Typ 3. Bei den Lagerstätten des Erztyps 3 sind zwei Gesetzmäßigkeiten zu beobachten. Einmal folgt die Streifenanordnung dem allgemeinen Bau, wie er durch die angrenzenden Pyroxenitzüge angezeigt wird (also meist steril in die Tiefe), zum anderen (fast immer deutlicher) ergibt sich im gleichen Vorkommen eine flache Anordnung der Streifen, ungefähr senkrecht dazu.

Auch hier tritt keine Durchbrechung der Pyroxenitzüge auf, jedoch ist ihr Abstand in diesen Bereichen relativ groß.

Die Tiefenerstreckung ist bei den meisten Vorkommen nicht bekannt, weil fast immer nur die auffälligere flache Richtung bei den Abbauversuchen verfolgt wurde. Dort, wo Aufschlüsse vorliegen, ist sie relativ gering (bisher maximal 10 m).

Die Ausdehnung der Vorkommen im Streichen der Erzzone kann einige hundert Meter erreichen, die Mächtigkeit der Erzzone selbst kann 100 m übersteigen (entsprechend also die „Breitenstreckung“ der Vorkommen).

Relativ zum Lagerstättentyp 1 treten größere Lagerstätten dieses Typs (kleinere Vorkommen sind ziemlich regellos verbreitet) mehr gegen das Innere der Serpentinmassive zu auf. Wenn die Entfernung nicht zu groß wird, läßt sich auch eine ungefähr parallele Lage erkennen.

Kleinere Lagerstätten dieses Typs sind mitunter auch im gleichen Horizont mit Typ 1 zu beobachten (z. B. Basören III).

Die einzige große Lagerstätte von Typ 3 ist Basalan.

Typ 4. Gekennzeichnet durch Erztyp 4, in Form einzelner Erzkörper, ähnlich wie bei Typ 1, jedoch sind die einzelnen Erzkörper allgemein kleiner. Dafür finden sie sich näher beisammen und weisen häufig noch Verbindungen untereinander auf. Es ergeben sich dadurch langgestreckte Züge, bei denen man mit einer allgemeinen durchschnittlichen Mächtigkeit rechnen kann.

Damit zeigt sich auch hier eine lineare und nicht flächenhafte Anordnung.

Die Form der einzelnen Erzkörper ist nicht so regelmäßig wie bei Typ 1, auch stört dabei der verschiedene Grad der Verwachsung mit Pyroxen.

Im allgemeinen geht das Erz, abgesehen von tektonischen Grenzen, über den Pyroxen in Serpentin über; normales Sprenkelerz ist selten.

Die bisher übliche Annahme einer Gangnatur ist keineswegs zwingend. Normale Ausscheidung in einem höheren Stockwerk der Serpentinmassive (auch dieser Typ findet sich mehr im Inneren, aber meist nur in einem Horizont) erscheint durchaus wahrscheinlich.

Vorkommen dieses Typs finden sich bei Karatala und Tastepe.

Typ 5. Durch das Auftreten von Erztyp 5 charakterisiert. Mitunter sind die einzelnen Chromitaggregate auch etwas unregelmäßiger begrenzt.

Normalerweise ist als Füllmasse ein gelblich oder rötlich zersetzter Serpentin vorhanden, vereinzelt finden sich grasgrüne Pyroxene zwischengelagert.

Auch dieser Typ ist streng horizontgebunden und seine Lagerung entspricht der der angrenzenden Pyroxenitzüge. Als einziger scheint er jedoch eine mehr flächenhafte Ausdehnung zu besitzen (im Vorkommen von Koca Yatak über eine Längserstreckung von etwa 200 m, mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 2 m, auf eine Tiefe von 90 m nachgewiesen).

Die „Breitenausdehnung“ beim Typ 3 ist, im Gegensatz dazu, senkrecht zur Erzzone entwickelt.

Das bestbekannte Vorkommen dieser Art ist das von Koça Yatak, daneben sind Kavak und Olukbasi zu nennen.

Aussagen über die primäre relative Lage der einzelnen Lagerstättentypen sind objektiv nur schwer möglich, denn die Serpentinmassive sind gleichmäßig von kristallinen Schiefern (oder jungen Ablagerungen) umgeben. Es liegt allerdings nahe, die großen Derberzvorkommen (Typ 1) als relativ basisnahe (dafür spricht auch ihre randliche Lage), Vorkommen von Kugelerz (Typ 5) und das mit Pyroxen verwachsene Erz (Typ 4) als höhere, größere Vorkommen von Bändererz (Typ 3) als höchste Horizonte anzunehmen.

Zweifellos muß man aber auch bedenken, daß diese großen Massive sich nicht einheitlich verhielten, sondern in einzelne Abschnitte zerlegt wurden, mit unter Umständen unterschiedlichem tektonischem Schicksal.

Beschreibung der einzelnen Vorkommen

Eine eingehendere Beschreibung der Vorkommen findet sich bei W. J. Schmidt (1954).

Raum Eskisehir

Die großen Vorkommen von Basören (Grube I und II mit Lagerstättentyp 1) liegen in einer Erzzone, die im unmittelbaren Grubenbereich NW—SE verläuft und steil NE einfällt.

Sechs größere und eine Anzahl kleinerer Erzkörper sind bisher bekannt.

Ihr Erz ist im Detail nicht gleich, es kann sich also nicht nur um einen einzigen großen, heute zerrissenen Erzkörper handeln.

Die Form der Erzkörper entspricht der Typusbeschreibung (etwas flachgedrückte Tropfen, dünnes Ende oberflächennäher), ebenso ihre Lagerung (in der Erzzone eingeschlichtet) und Begrenzung (vorherrschend tektonische Grenzen, seltener allmähliches Ausklingen in das Nebengestein).

Der durch die jeweilige Neigung der Längsachse deutliche horstartige Bau der Lagerstätte wurde bereits erwähnt.

Die perlenschnurartige Aufreihung der Erzkörper wird in dieser großen Lagerstätte besonders auffällig.

Einige Kilometer weiter NW der Gruben biegt die Erzzone nach NNW um und fällt etwas flacher ENE. Hier finden sich dann die kleineren Vorkommen von Basören III und Janik Deresi (beide Lagerstättentyp 3).

Unmittelbar SE der großen Gruben biegt die Erzzone nach SW um, mit fast saigerem Einfallen. In etwa 1 km Entfernung findet sich das erst noch näher zu beschürfende Vorkommen von Basören IV, wieder 2 km weiter die jetzt stillgelegte Grube von Kaba Kaya (Lagerstättentyp 1).

Weiter wurde die Zone noch nicht verfolgt.

Parallel zu ihr verläuft im Abstand von nicht ganz 1 km im NE eine zweite Zone, mit einigen Vorkommen von Sprenkelerz, untergeordnet zu Derberz angereichert (die Vorkommen am Oluk Basi Deresi und unmittelbar S der Ortschaft Basören mit Lagerstättentyp 2). Wirtschaftliche Bedeutung besitzen sie nicht. Die Lage der Zone entspricht völlig der der Hauptzone.

In einer Entfernung von etwa 300 m von der Haupterzzone, NW Basören I und II, findet sich das kleine Vorkommen von Olukbasi, das deshalb besonders interessant ist, weil es einen ganz anderen Erztyp (Typ 5) aufweist. Kugelerz z. T. verwachsen mit grasgrünem Pyroxen, das Nebengestein (Serpentin) allgemein stark zersetzt (mit vorherrschend gelblicher Farbe).

Wieder andere Verhältnisse finden sich etwa 1 km weiter W, in den drei unmittelbar benachbarten Vorkommen W Kale Dorusu. Sie weisen Derberz. zum Großteil verwachsen mit grasgrünem Pyroxen auf (Lagerstättentyp 4). Auch diese Vorkommen haben wirtschaftlich keine Bedeutung. Sie sind jedoch deshalb wichtig, weil sie den Anfangspunkt zu einer großen, E—W bis NW—SE verlaufenden Kette ähnlicher Vorkommen darstellen, die dann ihren Höhepunkt in den Lagerstätten von Tastepe findet.

Das nächste Vorkommen dieser Kette findet sich etwa 3 km weiter, bei Karatarla, das zweite, bisher größte, etwa 1 km weiter, das dritte etwa 1,5 km weiter. Es sind jeweils einige kleinere Erzkörper, deren auffallendstes Charakteristikum die stellenweise Verwachsung des Erzes mit großen grasgrünen Pyroxenkristallen ist.

Besondere wirtschaftliche Bedeutung besitzen auch diese Vorkommen infolge ihrer geringen Quantitäten nicht.

Hingegen ist ihre räumliche Anordnung interessant, die direkt auf die großen, etwa 6 km weiter NW befindlichen Vorkommen von Tastepe hinweist.

In Tastepe handelt es sich um eine Folge von Erzkörpern, mitunter in direkter Verbindung stehend, die in einer über 150 m langen Zone bekannt sind, NW—SE streichend und ziemlich steil NE einfallend.

Der Durchmesser einzelner Erzlinsen erreicht mehr als 8 m.

Innerhalb der beschürften Zone gewinnen tektonische Störungen keinen beherrschenden Einfluß.

Hinsichtlich der unmittelbaren Fortsetzung der Zone im Streichen ist bisher nichts bekannt. Auch nach der Tiefe zu wurde bisher keine Fortsetzung gefunden (wieder die lineare Anordnung).

Als Anhängsel zu Tastepe können erst wieder die Vorkommen von Lacin. etwa 3 km weiter NW, betrachtet werden, die sich hinsichtlich der Art ihres Vorkommens eng an erstere anschließen, mengenmäßig jedoch keine solche Bedeutung besitzen.

Die Lagerstätte von Kavak, weiter im Westen, weist in der Hauptsache Kugelerz (Lagerstättentyp 5) auf, und zwar in relativ bedeutenden Mengen

(auf eine Längserstreckung von etwa 300 m nachgewiesen, NW—SE streichend, NE fallend, mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2 m).

Raum Isparta

Im Raum Isparta weisen die Vorkommen von Baslangic, insbesondere Baslangic II, die bezeichnenden Verhältnisse des Lagerstättentyps auf.

Die von Pyroxenitzügen begrenzte Erzzone streicht NW—SE und fällt steil NE.

Die Gestalt der beiden bisher bekannten Erzkörper entspricht vollkommen der Typusbeschreibung. Flach tropfenförmig, spitzes Ende oberflächennäher, längste Achse in Richtung des Streichens der Erzzone, 30—40° SE fallend, kürzeste Achse senkrecht dazu, mittlere parallel zum Streichen, jedoch senkrecht auf die längste Achse.

Der tiefere Erzkörper ist etwas flacher gelagert.

Die Verhältnisse zum Nebengestein (Serpentin) sind ebenfalls typusgemäß, größtenteils scharfe tektonische Grenzen, stellenweise über Sprenkelerz abklingend.

Leider ist es bisher nicht gelungen, weitere Erzkörper zu finden (allerdings sind die Aufschlußarbeiten noch nicht sehr intensiviert worden — da die beiden ersten Erzkörper erst langsam ihrem Ende zugehen!).

Raum Kütahya

Im Raum Kütahya ist die Haupterzzone (Lagerstättentyp 1) mit den großen Erzkörpern von Dagardi gegeben. Sie streicht ENE bis NE und fällt wechselnd steil nach NNW bis NW.

Form und Begrenzung der einzelnen Erzkörper entspricht der Typusbeschreibung.

Es sind bisher zwei unmittelbar benachbarte Erzkörper bekannt, deren längste Achse jeweils mit etwa 20° ESE einfällt. Der größere, oberflächennähere weist die Dimensionen $400 \times 10 \times 35$ m auf.

Etwa 120 m weiter folgt ein weiterer (dritter) etwas kleinerer Erzkörper.

Einige Kilometer nördlich findet sich das Vorkommen von Koca Yatak, mit Kugelerz (Lagerstättentyp 5), über eine Länge von 200 m, E—W streichend, mit 50° N fallend, bis über 90 m Tiefe aufgeschlossen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 3 m.

Abermals weiter nördlich liegt das Vorkommen von Basalan mit bänderigem Sprenkelerz (Lagerstättentyp 3), allerdings ziemlich reich (etwa 35% Cr_2O_3). Ebenfalls E—W streichend, jedoch nur mit 10—15° N fallend (Richtung senkrecht zur Erzzone). Im Streichen 250 m aufgeschlossen, bei einer Breite von 50 m und einer Mächtigkeit von durchschnittlich 2,5 m.

Zusammenfassung

An Hand entsprechender Beobachtungen wurden einige Gesetzmäßigkeiten der angeführten zentralanatolischen Chromitlagerstätten gezeigt:

Ihre zonare Gebundenheit, die relative Lage der einzelnen Zonen zueinander, innerhalb der Zonen die lineare Anordnung, die Begrenzung der Zonen durch Pyroxenitzüge, die tektonische Natur der scharfen Grenzen der Vorkommen und das allmähliche Ausklingen an den erhaltenen ursprüng-

lichen Grenzen, die Gebundenheit der einzelnen Vorkommen an die allgemeine Tektonik, die gegenseitigen Lagebeziehungen der einzelnen Erzkörper eines Vorkommens und die prinzipielle räumliche bzw. zahlenmäßige Beschränkung des Erzvorrates.

Mit der Erkenntnis dieser Gesetzmäßigkeiten können die Hoffnungsarbeiten weitgehend auf bestimmte Bereiche eingeschränkt werden, und noch weiter, wenn es gelingt, die jüngsten tektonischen Verstellungen mit zu berücksichtigen.

Allerdings sind damit noch nicht alle Probleme gelöst. Offen bleibt vor allem die Begründung (wenn möglich) für den jeweiligen primären Ausscheidungsort des Erzes (innerhalb des entsprechenden Horizontes). Gegen die alleinige Annahme späterer bedeutender tektonischer Verstellungen als Verteilungsursache spricht die Tatsache, daß die Erzzonen oft über weite Strecken hin ungestört verfolgt werden können, aber dabei völlig steril sind.

Vielleicht können hier Untersuchungen auf breiterer regionaler Basis weiterhelfen, womit dann auch eventuelle lokale Eigenheiten weitgehend ausgeschaltet würden und sich die schon erkannten Gesetzmäßigkeiten kontrollieren bzw. schärfer herausarbeiten lassen würden.

Schriften

BUCZEK, H.: Spekania Skalne Masywu Sobotki. Rocznik Polsk. Tow. Geol., 22. Krakow 1953.

HIESSLEITNER, G.: Serpentin- und Chormerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderband 1. Wien 1951/1952.

PHILIPPSON, A.: Kleinasien. In: Handbuch der Regionalen Geologie. 5. Heidelberg 1918.

SCHMIDT, W. J.: Die Chromitvorkommen von Basören, Mittelanatolien. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 98. Wien 1953.

— Chromitvorkommen im westlichen Zentralanatolien. Montanrundsch., 1954. Wien 1954.

— Geologie und Erzführung der Chromitkonzession Basören (Anatolien). — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1, 164. Wien 1955.

STCHEPINSKY, V.: Les resources minerals de la partie Nord du Vilayet d'Eskisehir. Maden Tetkik Arama, 7. Ankara 1942.

DE WIJKERSLOOTH, P.: Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Großtektonik dieser Länder. Maden Tetkik Arama, 7. Ankara 1942.

Zur Geologie und Mineralogie der Wolframlagerstätten von Belalcázar und Vilches in Spanien*)

Mit 6 Abbildungen im Text und 1 Tafel

Von HANS P. RECHENBERG, Istanbul

Inhalt

Einleitung

In der Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen veröffentlichte . AHLFELD vor einiger Zeit einen zusammenfassenden Aufsatz über die spaschen Wolframvorkommen. Vilches ist jedoch nur kurz behandelt worden und elalcázar wurde nicht erwähnt, weil die Vorkommen erst im Aufschlußstadium anden. Die Untersuchung der Vorkommen von Balalcázar zeigte, daß die aragenese von Wolfram mit Baryt möglich ist, und betr. Vilches konnten eben-lls einige bisher unbekannte Resultate verzeichnet werden. Verf. hatte im mmer 1953 Gelegenheit, die beiden hier zur Frage stehenden Lagerstätten u besuchen.

A. Das Wolframerzvorkommen von Belalcázar

I. Allgemeines

Die Wolframerzvorkommen von Belalcázar liegen in der Provinz Cordoba, wa 80 km nördlich der Stadt gleichen Namens. Vom Ort Belalcázar aus sind dann noch 8 km bis zum Vorkommen in südöstlicher Richtung. Die beiden erliehenen Konzessionen heißen Alcantarilla und Cogolla alta (Abb. 1 und 2).

*) Verf. dankt den Firmen B. Bruno, Madrid, und Indumetal, Bilbao, für die Genehigung zur Veröffentlichung der Arbeit.

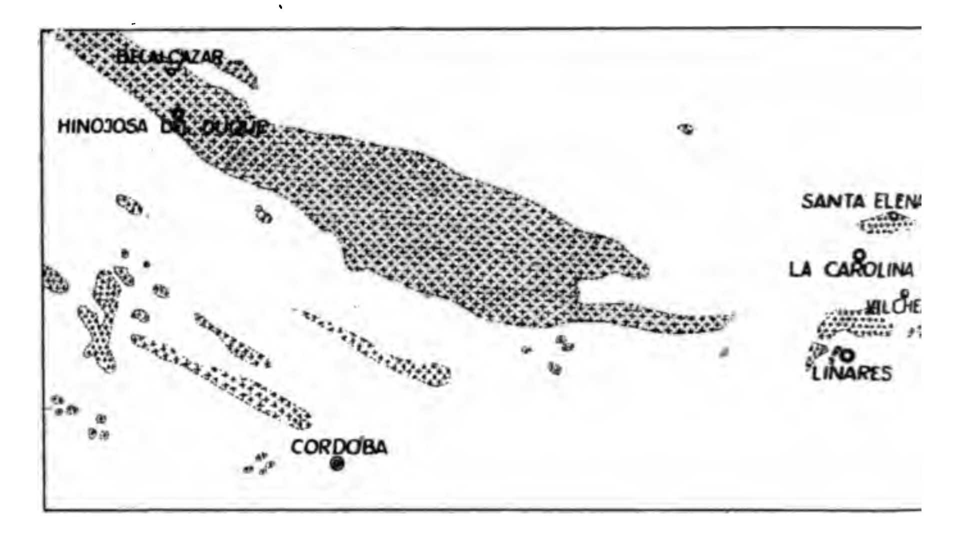


Abb. 1. Ausdehnung der variszischen Granite in Südspanien.

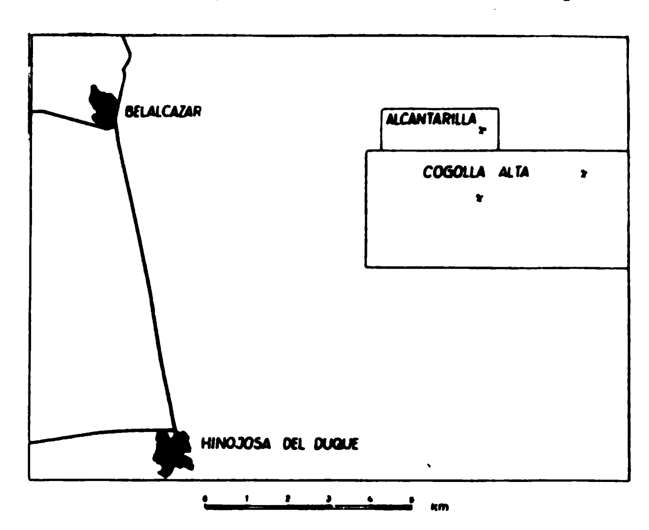


Abb. 2. Lageskizze der Konzessionen von Belalcázar.

Ahlfeld hat diese Wolframitlagerstätten in seiner Arbeit nicht erwähnt, si
lich weil zur Zeit seines Besuches in Spanien nur die ersten Schürfe hier
handen waren. Immerhin scheint doch in dem großen Granitzug nördlich Cor
ein Wolfram- und Zinnträger größeren Maßstabes vorzuliegen, so daß au
Lagerstätten in dieser Arbeit eingegangen werden soll.

Erst seit 1952 sind die Vorkommen von Belalcázar bekannt, wenn
schon seit Jahren in der Umgebung Bergbau auf Wolfram, Zinn und Ki
getrieben wurde. Alle diese Lagerstätten sind an ein längliches, nordwest–
ost-gestrecktes Granitmassiv gebunden, das einen Teil des ganz Spanien und

tugal durchziehenden variszischen Granitmassives darstellt. Innerhalb der Provinz Cordoba sind sowohl am nördlichen wie auch am südlichen Rand des Granites verschiedene Mineralfundpunkte. Abb. 1 zeigt die Lage und Ausdehnung des Plutons. Topographisch handelt es sich um ein leicht hügeliges Land, im Sommer ist es sehr heiß, die Flüsse sind fast oder ganz ausgetrocknet, so daß die Wasserversorgung problematisch wird. Landwirtschaft wird verhältnismäßig wenig getrieben, die Bodenbedeckung besteht aus Gras, kleinen Sträuchern und wenigen Bäumen. Verkehrsmäßig ist diese Gegend nicht besonders gut erschlossen. Von Cordoba führt aber eine gute Straße nach Belalcázar.

Etwa 15—20 km südwestlich des Granites, von Belalcázar aus gerechnet, liegt der bekannte Bleierzbezirk von Peñarroya mit seinem zu der Provinz Cordoba gehörigen Teil.

Im weiteren Rahmen rechnet das hier behandelte Gebiet zur Sierra Morena, wie auch die später beschriebene Lagerstätte von Vilches. Im Bereich der Lagerstätte treten, soweit bis jetzt bekannt, nur zwei Gesteinsarten auf: Granit und toniger Schiefer. Das Alter des Schiefers wird als kambrisch oder silurisch angenommen, der Granit gehört wohl zur variszischen Phase. Am Kontakt zum Granit ist der Schiefer in Hornfels umgewandelt worden, Garbenschiefer wurden nicht beobachtet. Der Granit ist etwa 1—2 m tief verwittert und bildet einen lockeren Grus. Die petrographische Ausbildung (siehe weiter unten) wechselt von normalkörnig bis ausgesprochen grobkörnig (am Fluß), wo auch eine Fließtextur der Feldspäte bemerkt wurde. Typische wollsackartige und bankige Verwitterungsformen sind häufig zu bemerken.

Die Grenze Schiefer—Granit bildet keine gerade Linie, sondern es scheint, daß auf dem Granit z. T. noch Schieferfetzen aufliegen, so daß hier nur durch Kartierung etwas über den Grenzverlauf ausgesagt werden kann. Die wolframführenden Quarzgänge nun liegen an der Grenze Schiefer—Granit, wobei bei dem derzeitigen Stand der Aufschlüsse nicht gesagt werden kann, in welchem Gestein sie weiter hineinsetzen. Soweit bis jetzt zu sehen, ist die Mineralisierung im Schiefer und Granit gleich intensiv.

Der Granit von Alcantarilla ist grobkörnig, die Feldspäte werden bis zu 1 cm groß. Die Farbe ist hellgrau, viel Biotit ist mit bloßem Auge erkennbar. Er ist stark verwittert, vergrust, locker. Im Dünnschliff ist noch Hornblende zu beobachten und etwas Muskovit, der primär, nicht durch die Zersetzung entstanden, ist.

In den Schiefern finden sich auch Einlagerungen quarzitisch-sandiger Art. Im Kontakt zu Granit sind sie feinkörnig, auf den Spaltflächen serizitisch glänzend, mit wenig tonigen Einlagerungen. U. d. M. sieht man feinkörnigen, gleichmäßig großen Quarz, Pyroxene, Muscovit, Biotit, der sich bisweilen zu kleinen Ansammlungen zusammenfindet. Nur wenig organische Substanz ist vorhanden. Die Schieferung ist erhalten geblieben. Die Schiefer legen sich flach auf den Granit auf.

II. Grubenfeld Alcantarilla

Im Bereich dieses Grubenfeldes treten zwei richtungsverschiedene Gangsysteme auf: das eine mit Streichen N 40 W und das zweite mit N 70 W. Ein kleines, unbedeutendes System mit N 25 E wurde ebenfalls registriert.

1. Gangsystem mit Streichen N 25 E

Wolframit tritt hier in drusigem, milchigem Quarz auf, Kristalle sind bis 3 cm lang, stengelig, derb und körnig ausgebildet. Wahrscheinlich liegt Ferberit vor.

2. Gangsystem mit Streichen N 70 W

Auch hier wird der Wolframit in einer Fe-reichen Kombination vorliegen, denn Eisenoxyd tritt reichlich auf (siehe Abschnitt Gangsystem N 40 W). — Es sei grundsätzlich gesagt, daß alle Untersuchungen sich nur auf die oberen 1—2 m der Gänge beziehen, da tiefere Schürfe im Sommer 1953 noch nicht vorhanden waren.

Der Wolframit zeigt bisweilen einen leichten Anflug von Pyrit. Wolframocker konnte als Seltenheit hier erkannt werden.

Arsenkies ist in diesem Gangsystem häufiger anzutreffen, während er im N 40 W System nicht gefunden wurde. Das heißt natürlich nicht, daß er überhaupt dort nicht auftritt, aber jedenfalls in viel geringerem Maße als hier, so daß der Arsengehalt als Unterscheidungsmerkmal beider Gangsysteme gelten kann. Er ist als Anflug auf Wolframit, aber auch in eigenen Kristallen und Aggregaten. im Quarz eingewachsen, anzutreffen. Auch hier ist eine Verwitterung zu Eisenoxyd zu beobachten. An einer Stelle wurde auf dem Arsenkies ein gelbes, pulverförmiges Verwitterungsmaterial beobachtet. Etwas Scheelit ist gefunden worden.

Das Eigenartigste an diesem Gangsystem ist aber nun das Auftreten von Schwerspat. Er sitzt mit derben, etwa faustgroßen Knollen im Gang, teilweise mit etwas Brauneisen und Roteisen durchsetzt, aber auch fast rein. Der helle Baryt hat das spez. Gewicht 4,085, der dunkle 4,219.

Dieser Baryt ist ohne Zweifel primär. Daß er lateral-sekretionär entstanden ist, ist zumindest recht zweifelhaft, da er sich mit Quarz, Wolframit, Arsenkies in ziemlich enger Verwandtschaft befindet. Allein diese strukturelle Bindung läßt auf eine primäre Genesis schließen. Daß Schwerspat im Gefolge von sonst allgemein hochhydrothermalen oder auch sogar noch höher temperierten Mineralien auftritt, ist nicht selten.

In Indien fand H. Holland einen kleinen Gangdistrikt, der aus Quarz (70%) und Baryt (30%) zusammengesetzt war. Als Nebengestein trat ein Gneis mit Pyroxenen auf, der von einem Augit-Diorit-Gang durchschnitten wurde. Die Entstehung dürfte hier wohl auch etwas rätselhaft sein, denn eine gemeinsame magmatische Bildung ist sehr schwer anzunehmen, weil im geschmolzenen Zustand sich der Baryt mit der Kieselsäure nicht verträgt, es würde sich ein Bariumsilikat bilden und der Schwefel wäre frei und würde selbst Bindungen eingehen (Clarke). Bärtling beschreibt in seinem Buch über die Schwerspatlagerstätten Deutschlands den von ihm so genannten Typ „Hallwangen", der sich durch das Vorkommen von Zinn, Fahlerz und Kupfererz auszeichnet. Hierher gehört die Lagerstätte der Gewerkschaft Irmgardsglück bei Hallwangen im Württembergischen Schwarzwald. Der Zinngehalt beträgt bis zu 1,47%. Nach der Teufe zu verquarzen diese Schwerspatgänge. Bärtling folgert aus dieser Tatsache, daß nach dem Absatz der Baryte noch eine Verquarzung (mit Zinnzufuhr) stattgefunden haben muß.

Außerdem sei noch der Unterharzer Gangzug von Neudorf—Straßberg erwähnt. Es tritt hier ein silberhaltiger Bleiglanz, untergeordnet Kupferkies, Zinkblende, mit den Gangarten Quarz, Kalkspat und Eisenspat auf. Außerdem — und gegenüber dem Oberharz fremd — ist Flußspat, Wolframit und Scheelit zu finden. Schwerspat fehlt aber vollkommen.

Wie Ramdohr in seiner letzten Arbeit über den Rammelsberg berichtet, ist auch dort, allerdings nur auf einer Sohle, Wolframit gefunden worden. Da in dieser Lagerstätte auch Baryt auftritt, ist an und für sich dem Mineralbestand nach eine Parallele gegeben, genetisch allerdings nicht. Denn der Rammelsberg

ist nach den neuesten Untersuchungen durch vulkanische Exhalationen in einem Flachmeer gebildet worden, also bei relativ niedriger Temperatur, während wir ja bei der Lagerstätte von Belalcázar einen regelrechten Gang vorliegen haben. Diese Beispiele mögen genügen, um darzustellen, daß die Vergesellschaftung von Schwerspat mit Wolframit auf einem Quarzgang im Granit selten ist, ja vielleicht sogar bisher einzig dasteht.

Bei dem hier nun zur Debatte stehenden Vorkommen von Belalcázar in Spanien könnte der Schwerspat einer zweiten, jüngeren, niedrigertemperierten Generation zuzuordnen sein. Er ist bisher nur im N 70 W System gefunden worden. Sollte er hierauf beschränkt sein, so tritt er zusammen mit dem Arsenkies als Charakteristikum nur in diesem System auf, was ja auch wieder, wenn die Lagerstätte weiter aufgeschlossen ist, Rückschlüsse auf die Genesis und die lagerstättenkundlichen Beziehungen zum andern Gangsystem zuläßt.

Geochemisch gesehen passen Wolfram und Baryt, beide als oxyphile Elemente (im Sinne von Rankama und Sahama) zusammen, so daß ihr gemeinsames Auftreten nicht verwunderlich erscheint. Man muß aber die Auffassung über die Bildungstemperaturen von Schwerspat wie auch von Wolfram wohl etwas korrigieren, denn Wolfram kann bei niedrigeren Temperaturen entstehen, als allgemein angenommen, und der Schwerspat scheint doch etwas höher zu gehen. Hier in Belalcázar hat nach den Mineralassoziationen eine Temperatur an der Grenze von katathermal zu mesothermal vorgelegen.

Viele Wolframvorkommen zeigen im allgemeinen Übergänge zu hydrothermalen Bildungen. Und die hydrothermalen Nachläufer sind bezüglich ihrer Extensität sehr verbreitet, auch wenn sie, wie hier, in der Intensität nur schwach vertreten sind.

Der Schiefer dieses Gang-Systems ist nicht gleich dem Schiefer in Cogolla. Hier tritt er als toniger, weicher Schiefer auf, der auch in der Kontaktnähe (3 m entfernt) noch weich ist und nicht mehr vom Granit beeinflußt wurde. Er streicht im ganzen Gebiet N 80 E und fällt mit rd. 40° westlich ein. Die vielen kleinen Gänge dieses Systems fallen nach NO ein, selten kommen umgekehrte Fallrichtungen vor. Wieviel Gänge eigentlich im ganzen Grubenfeld von Alcantarilla aufgeschlossen sind, ist schlecht zu sagen, da nicht systematisch gearbeitet worden ist und die Gänge oft, wie noch weiter unten beschrieben wird, auskeilen, nach einigen Metern wieder aufreißen usw. Nach den vorhandenen Aufschlüssen zu urteilen, liegen etwa 15 Gänge mit durchschnittlich 10—40 cm Breite vor. Die Gänge keilen nach Osten aus. Die scheelitführenden Gänge, also die N 70 W streichenden, fallen teilweise entgegengesetzt, also V-förmig, ein und sind, im Gegensatz zu den N 40 W streichenden Gängen, durchschnittlich 1 m mächtig, während die anderen nur maximal 40 cm aufzuweisen haben. Ein N 70 E streichender Gang, aber nur mit Quarzfüllung, ist beobachtet worden. Bei dem V-förmigen Einfallen zweier Gänge wäre es interessant zu wissen, wie es weiter zur Tiefe aussieht, ob sich die beiden Gänge schneiden und weiterlaufen oder ob sie sich vereinigen.

3. Gangsystem mit Streichen von N 40 W

Auffallend in diesem System ist der hohe Gehalt an Eisenoxyd, was entweder auf Eisenglanz in der Tiefe oder auf ausgesprochene Ferberite schließen läßt. Man kann natürlich nur aus den Beobachtungen der oberen verwitterten Zone keine genetisch und lagerstättenkundlich endgültigen Rückschlüsse ziehen, so daß viele Probleme nur angedeutet werden.

Schon auf Grund der bis jetzt bekannten Unterschiede zwischen den beiden

Gangsystemen ist ja anzunehmen, daß sie genetisch auch verschieden sind. Zumindest sind sie zu verschiedenen Zeiten entstanden, so daß die mineralisierenden Lösungen schon eine andere Zusammensetzung aufwiesen. Wie diese zeitliche Folge aussieht, ist durch eine granittektonische Untersuchung zu klären.

Das in den Handstücken reichlich auftretende Eisenoxyd hat aber ganz einwandfrei seinen Ursprung beim Wolframit, der sicher als Ferberit vorliegt. So ist z. B. zu sehen, wie ein Wolframitkristall an den Rändern und in der Mitte Verwitterungsansätze zeigt und wie sich an eben diesen Stellen Brauneisen gebildet hat. Diese Verwitterungsform kann zu Fast-Pseudomorphosen von Brauneisen nach Wolframit führen. FRENZEL hat Pseudomorphosen von Roteisenstein nach Wolframit beschrieben. Die Verwitterung der oxydischen Erze geht schwerer vor sich als bei den sulfidischen, weil die Oxyde und Karbonate keine starken freien Säuren liefern. So z. B. überziehen sich Magneteisen, Chromeisen usw. nur mit einer dünnen Brauneisenhaut.

Es taucht dabei natürlich die Frage nach dem Verbleib des Wolframits auf. Ein Problem, das auch chemisch noch nicht vollkommen gelöst ist. Wahrscheinlich werden die löslichen Tungstate und kolloidale Verbindungen weiter wegtransportiert, ohne ausgefällt zu werden. Scheelit wird dabei auch nicht mehr durch die schwefelsäurehaltigen Wässer angegriffen als Wolframit auch. In Gegenwart von Akali-Karbonaten gehen die Wolframoxyde (tungstenoxyde) als Alkali-Wolframate (alkalitungstate) in Lösung, und wenn das wolframhaltige Grundwasser mit Kaliumsalzen zusammentrifft, kann Scheelit ausgefällt werden. Scheelit ist in diesem System bisher noch nicht gefunden worden. Der Granit zeigt, besonders am Kontakt, starke Zersetzung zu Grus. Eine Probe, direkt an einem Gang genommen, ist ausgesprochen eingeregelt, die Glimmer liegen parallel, das Gestein ist sehr feinkörnig. Ein weiteres Muster, nicht am Gang geschlagen, zeigt einen ausgesprochen grobkörnigen Granit, mit Biotit, Muscovit und größeren Quarz- und Feldspatindividuen. Eine dritte Probe ist noch gröber. so daß ein Übergang zum Pegmatit wahrscheinlich erscheint. Der Schiefer ist hier von einer anderen Fazies als bei den N 70 W Gängen. Er ist dunkelgrau. sandig, quarzitisch ausgebildet, fest, hart, auch 80 m vom Kontakt entfernt. Viel zersetzter Glimmer ist in ihm enthalten. Die Differenz zwischen den Nebengesteinen kann für eine genauere geologische Kartierung von Bedeutung sein.

III. Grubenfeld Cogolla alta

Auch hier sind 2 Vorkommen bekannt. Das eine, vom Verf. Cogolla alta 1 liegt rd. 2,5 km südlich der Vorkommen von Alcantarilla, das andere, Cogolla alta 2, etwa 2 km östlich von Cogolla alta 1.

1. Cogolla alta 1 (östlich des Hauses von Don Andres Calero)

Drei Gänge sind bis jetzt bekannt, sie streichen N 70 W und fallen mit 55° nach NE ein. Die Gänge liegen im Granit und setzen sich nicht, wie ein Aufschluß zeigt, im Schiefer fort. Ob sie an der Grenze Granit—Schiefer nur verdrückt, verschmiert sind und im Schiefer wieder auftreten, ist noch nicht bekannt. Verf. möchte es aber annehmen. Es sind im Streichen des Ganges im Schiefergebiet auch Rollstücke von Wolframit gefunden worden.

Alle drei Gänge führen Scheelit, und zwar viel reichlicher als die N 70 W-Gänge von Alcantarilla. Es hat den Anschein, als ob der Scheelit zum Granit hin zunimmt, was zumindest z. T. auf eine sekundäre Entstehung (siehe weiter oben) deutet.

Außerdem sind sie viel breiter — bis zu einem Meter — als die letzteren. Der südlichste Gang bildet ein Musterbeispiel von Vertaubung, Verdrückung, Wiederauftreten der Erzführung, Auskeilung. Auf einer Entfernung von 20 m ist er vererzt, dann kommen 20 m, wo sich der Gang vollständig verliert, dann folgt ein 1 m breiter Gang, aber nur mit Quarz, ohne Erz, dann wieder 20 m taube Strecke und dann, bis zum Kontakt, etwa 15 m Quarz mit Wolframit und viel Scheelit.

Eisenoxydbildungen sind nicht beobachtet worden. Baryt tritt hier auf, was auf die Verwandtschaft mit den N 70 W-Gängen von Alcantarilla schließen läßt.

Der Schiefer, direkt am Kontakt zum Granit, ist in Hornfels umgewandelt worden. Und der Granit, ebenfalls direkt am Kontakt, ist fast vollkommen kaolinisiert, weich, zersetzt. Nur noch die Quarze und Biotit sind zu erkennen. Etwas vom Kontakt entfernt tritt er wieder normal-grobkörnig auf.

Die kaolinisierte Zone kann primär oder sekundär sein. Verf. möchte die letztere Lösung für wahrscheinlich halten. Wäre sie primär, müßten die mineralisierenden Lösungen ziemlich tiefer Temperatur (Grenze meso- bis epithermal) gewesen sein, was nicht anzunehmen ist. Wahrscheinlicher ist, daß die Bildungstemperaturen höher waren und daß Zersetzung durch sekundäre, auslaugende Wässer, hervorgerufen durch Verwitterung von Pyrit, Arsenkies, vorgeherrscht hat. Auf diese Möglichkeit weist ja auch die Einmaligkeit der Kaolinisierung gerade nur an dieser Stelle hin, die, wäre sie primär, ja häufiger auftreten müßte. Im allgemeinen herrscht nur Serizitisierung vor, was ja auch temperaturmäßig besser zu den Wolframitgängen paßt. Wenn die Gänge einmal tiefer und länger aufgeschlossen sind, läßt sich zu dieser Frage ausführlicher Stellung nehmen.

2. Cogolla alta 2

Hierüber ist nicht mehr zu sagen, als daß verquarzte Gangteile mit geringer Wolframführung auftreten. Die Grenze Schiefer—Granit ist nahe. Der Granit ist teilweise leicht kaolinisiert, aber noch fest, kompakt, der bis jetzt bekannte Erzgang in Cogolla alta 2 streicht N 70 W und fällt senkrecht ein.

IV. Die tektonischen Verhältnisse der Lagerstätte

Die Aussichten für einen Bergbau sind hier bei Belalcázar durchaus gegeben. Nur kann man aus dem bisherigen Stand der Aufschlüsse nichts Endgültiges sagen. Aber da das ganze Granitmassiv an seinen Rändern vererzt ist (fast alles Zinn und Wolfram), würde sich doch eine größer angelegte Untersuchung des Massives wohl lohnen.

Betrachten wir einmal kurz die strukturellen Verhältnisse, soweit man sie aus den bisherigen Aufschlüssen und Tatsachen konstruieren kann. Zwei Gangsysteme liegen in der Hauptsache vor, die vererzt sind:

1. Streichen N 70 W,
2. Streichen N 40 W.

Dieselben Kluftrichtungen sind sehr häufig im Granit vertreten, hinzu kommt hier noch die Richtung N 80 E, die teilweise auch verquarzt ist, aber nie Erze führt. Die Skizze Abb. 3 veranschaulicht schematisch die Verhältnisse.

Die verschiedenen Kluftsysteme lassen sich zwanglos erklären, wenn wir annehmen, daß die N 40 W-Klüfte (hier einfacher 110°-Klüfte genannt) durch Druck entstanden sind (Zugklüfte). Maximale Scherbewegungen müßten

dann auf beiden Seiten in einem Abstand von 45° zu suchen sein. Dieser Idealfall tritt aber bekanntlich in der Natur nicht sehr häufig auf. Hier liegen auf beiden Seiten in einem Abstand von 30° einmal die ebenfalls vererzten N 40 W (hier 140°-) Klüfte und die verquarzten, aber nicht vererzten 80°-Klüfte. Auch der im Grubenfeld Barelde, nördlich von Alcantarilla, auftretende Gang mit einem Streichen von N 20 E paßt ausgezeichnet in die Richtung der minimalsten Bewegung (minimum stress), die ja senkrecht zum Maximum, also zur Druckrichtung, steht. Im Bereich von Alcantarilla treten auch Gänge (vererzt) mit

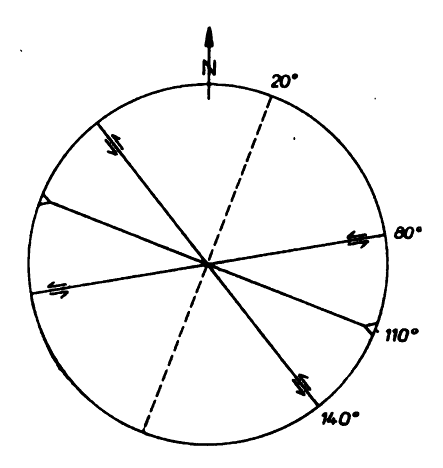


Abb. 3. Kluftdiagramm Belalcázar.

Streichen N 25 E auf (Richtung 110° ältere Zugklüfte, Richtung 20° jüngere Zugklüfte). In der Ausbildung der Gänge lassen sich Schlüsse für diese Anschauung beibringen. Die 110° Zugklüfte sind, da sie durch Zerrung entstanden sind, breit, einfach, ohne Untergliederung innerhalb des Ganges, während die Scherungsklüfte gegliedert, gefiedert, lamellar angelegt worden sind.

Wie schon erwähnt, werden diese Erklärungen mit Vorbehalt gemacht, da noch nicht genügend Aufschlüsse vorhanden sind und auch noch nicht genügend geol. Bearbeitung vorliegt, um endgültige Schlüsse ziehen zu können. Von strukturellem wie auch von wirtschaftlichem Interesse könnten die Kreuzungspunkte zwischen den N 40 W und den N 70 W Gängen sein. Bis jetzt ist aber eine solche Überschneidung noch nicht aufgeschlossen worden. Es seien nochmal die Charakteristika der zwei Systeme wiederholt:

1. Streichen N 70 W . Arsenkies, Baryt, Breite der Gänge 1 m,
2. Streichen N 40 W . Eisenhaltig, kleine scherungsartige Zonen.

Von diesem Standpunkt aus kann man sagen, daß, wie in der Abb. 3 veranschaulicht wurde, eine Scherbewegung in Richtung N 40 W stattgefunden hat und daß die N 70 W Gänge durch Kompression entstanden sind. Die Bewegungen, die die Gänge verursacht haben, müssen aber zeitlich verschieden voneinander gewesen sein, da sich die Mineralisation beider Gangsysteme unterscheidet. Am Fluß Guadamatillas, etwas östlich von Cogolla alta 2, ist ein porphyrischer Gang mit Streichen N 40 W angeschnitten.

V. Spektralanalytische Untersuchung von Wolframiten

Zur Klärung der Frage, ob Ferberite oder Hübnerite vorliegen, wurden vier Wolframite spektralanalytisch untersucht. Um das Verhältnis des Eisens zum Mangan festzustellen, wurde der Quarzspektrograph 110 C verwandt [1]).

Um das durch sein äußerst linienreiches Spektrum störende Wolfram zu entfernen, mußten die Proben folgendermaßen aufgeschlossen werden: 120 mg der feingepulverten Wolframite wurden mit Königwasser aufgeschlossen, zur Abscheidung der Wolframsäure bis zur Trockne eingedampft, der Rückstand wieder mit Salzsäure aufgenommen und dann die Wolframsäure abfiltriert. Aus dem Filtrat wurden Eisen und Mangan mit Wasserstoffperoxyd und Ammoniak gemeinsam gefällt und der Niederschlag getrocknet. Zur Herstellung der Testsubstanz wurde aus einer Lösung, die Eisen und Mangan im Verhältnis 1 : 1 (in Atomprozenten) enthielt, diese wie oben gefällt und getrocknet. Die so vorbereiteten Substanzen wurden auf Spektralkohlen als Elektroden im Abreißbogen bei 3 A Stromstärke und mit einer Belichtungszeit von 10 sec abgefunkt. Die Photometrierung der Spektren ergab, daß Eisen in Proben von Cogolla alta 1, Alcantarilla, System 110° und 140°, in kleinem Überschuß vorhanden war, der nur in geringen Grenzen variiert. Das vierte Probestück zeigte makroskopisch keinen metallischen Wolframglanz, es war stark zersetzt, der Strich war braun, intensiv braun (im Gegensatz zu den anderen Proben, bei denen der Strich rein schwarz war).

Bei der Photometrierung des Spektrums ergab sich, daß hier sehr wenig Mangan neben überwiegend Eisen und nur etwas Wolfram vorhanden ist. Es handelt sich also wahrscheinlich um einen verwitterten Wolframit, eine Tatsache, die in dem Gangsystem N 40 W, aus dem die betr. Probe stammte, nicht selten ist und ja gerade als Charakteristikum angesehen wird.

In allen Fällen haben wir es jedenfalls mit Wolframiten zu tun, die mehr zur Ferberit- als zur Hübneritseite neigen. Reine Ferberite liegen nicht vor.

B. Die Wolframerzlagerstätten von Vilches [2])

I. Allgemeines

Wie schon erwähnt, hat AHLFELD in seiner zusammenfassenden Arbeit dieses Vorkommen schon angeführt. Um dem Leser die Zusammenhänge und gedanklich den Anschluß zu bewahren, seien hier die Angaben von AHLFELD wiederholt. Er schreibt:

„Das kleine, unweit des bekannten Bleierzdistriktes von La Carolina in Jaen gelegene Vorkommen ist wirtschaftlich von geringem Interesse. Es sei hier erwähnt, da es sich am Südostende des ‚Zinnbogens' nahe der Guadalquivirstörung befindet. In einem Raum von 900 m Länge und 100 m Breite, der von Verwerfungen umgrenzt ist, treten in glimmerigen Silurschiefern 50—60 parallele Gängchen von 1—10 cm Breite auf, die linsenförmig entwickelt sind. Sie führen an den Salbändern Zinnstein in einfachen prismatischen Kristallen und im Zentrum Quarz mit dünntafligem Wolframit, Scheelit und Arsenkies. Außer einem Quarzporphyrgang treten hier keine Magmensteine auf. Vermutlich ist das Vorkommen an die sedimentäre Dachzone über einer Granitkuppel gebunden. Auffallend ist, daß die benachbarten Granitmassive von Linares und Santa

[1]) Frl. U. WILL vom Mineralog. Inst. der Technischen Universität Berlin danke ich für die Durchführung der Aufnahmen.

[2]) Eigentum der Firma Indumental, Bilbao.

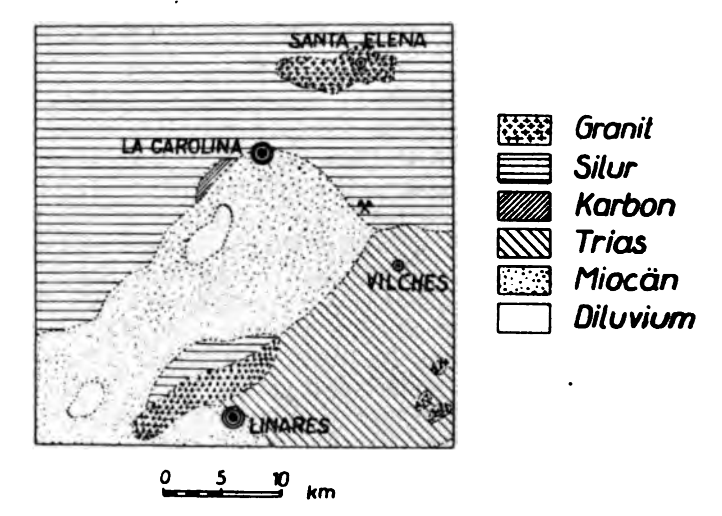


Abb. 4. Geologische Skizze der Umgebung von Vilches.

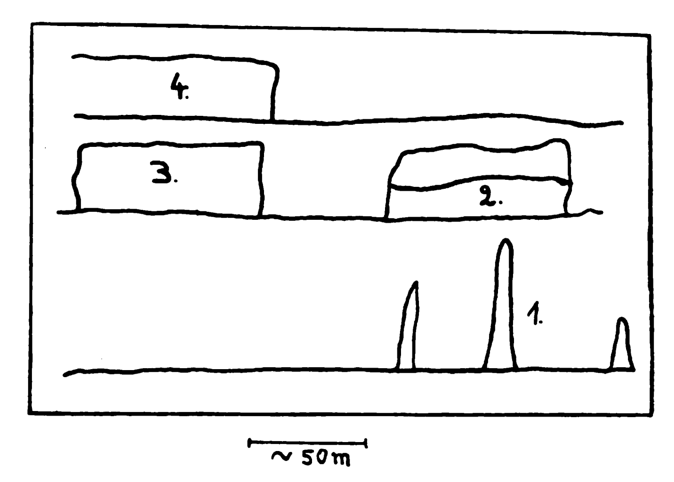


Abb. 5. Lageskizze der Aufschlüsse der Wolframlagerstätte Vilches

Elena nur Bleiglanzgänge, aber keine Spur von Wolframit und Zinnstein er halten.

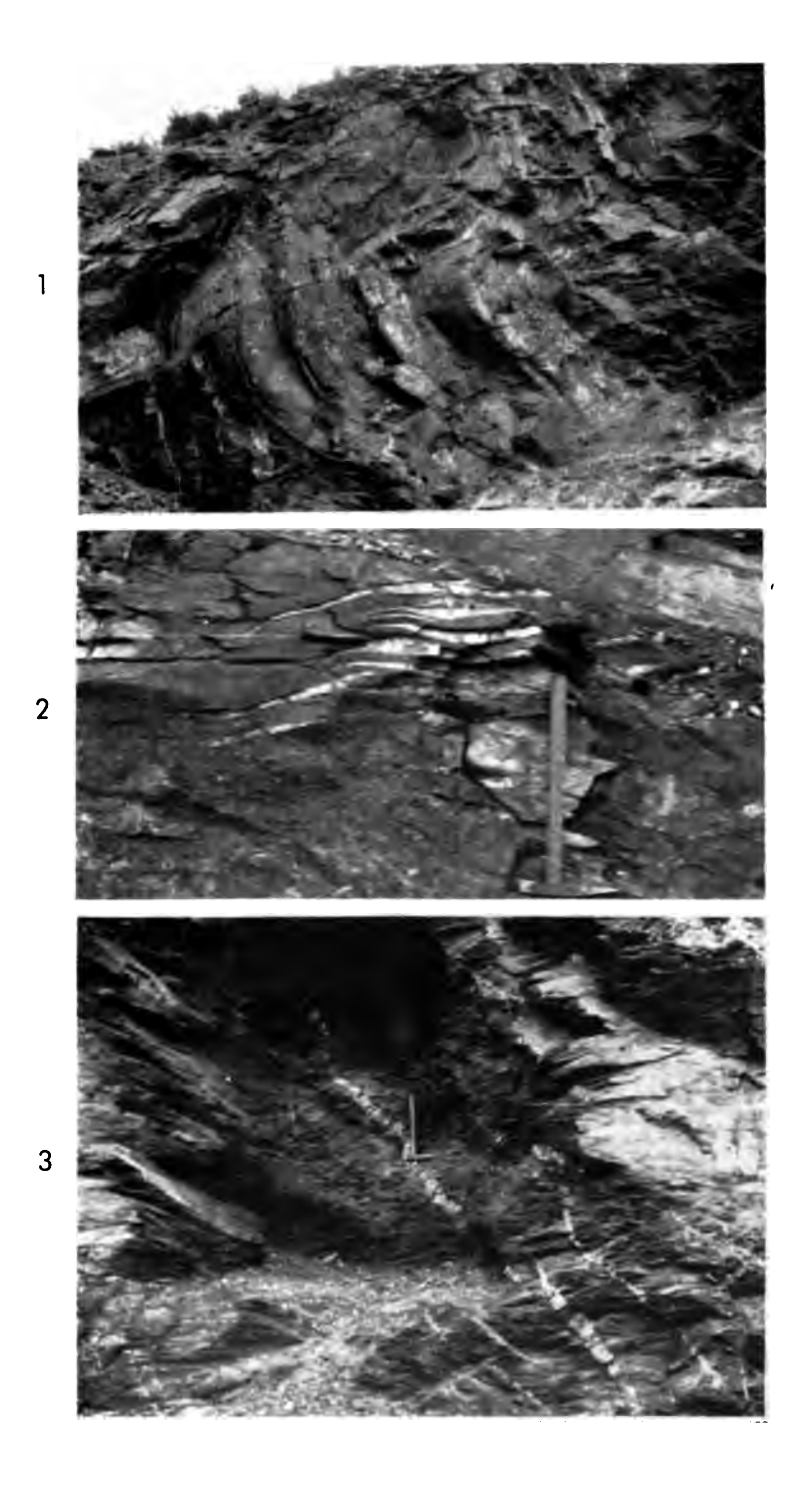
Die Grube, die im Tagebau arbeitete, ist heute außer Betrieb."

II. Die Tektonik des Vorkommens

Im Bereich der Lagerstätte (Abb. 4) treten nur die schon erwähnten sil rischen Schiefer auf, teilweise stark mit Kohlesubstanz durchsetzt, sie streich N 70—80° E und fallen im Durchschnitt mit 30—40° nach Süden ein. A

Erläuterungen zu nebenstehender Tafel 17:

Bild 1: Spezialsattel im Aufschluß Nr. 3, Ostseite, Vilches. Höhe des Aufschlusses etwa 3.50
Bild 2: Quarzgänge im Schiefer von Vilches.
Bild 3: Wolframitgänge im Schiefer von Vilches.
Sämtliche Aufnahmen H. P. Rechenberg 1953 phot.


1
2
3

Flusse Guarrias jedoch, weiter nach Norden, konnte vom Verf. ein nördliches Einfallen gemessen werden, womit eine Sattelbildung bewiesen ist. Der Südflügel dieses verhältnismäßig kleinen Sattels zeichnet sich nun durch das Auftreten von einer sehr großen Anzahl kleiner, vererzter Quarzgänge aus, während der Nordflügel diesen Faktor nicht aufzuweisen hat. Das Einfallen des nördlichen Teiles beträgt 30°. An den Hängen des Flusses, auf der westlichen Seite, ist diese Sattelbildung gut zu erkennen.

Wichtig für die Beurteilung der Lagerstätte ist die Tatsache, daß auf dem Südflügel, dort, wo die Mehrzahl der Erzgänge konzentriert ist, sich außerdem noch eine spezielle Tektonik entwickelt hat. Gut zu erkennen ist sie in den Aufschlüssen 3 und 4 (siehe Abb. 5) (Bild 1 auf Tafel 17); besonders aber im Aufschluß 3, wo ein Spezialsattel mit geringen Abschiebungen an beiden Flanken des Tagebaues freigelegt worden ist.

Etwa 40 m östlich vom Bruch 3, an der Straße, ist eine senkrecht zum Streichen verlaufende Verwerfung erkennbar. Auch das plötzliche Verschwinden der beiden südlich der Lagerstätte liegenden Porphyrgänge (siehe weiter unten) läßt auf weitere, größere, im Streichen liegende Verwerfer schließen. Das Streichen dieser Störung muß etwa N 20 W verlaufen. Im Bruch 4 ist eine Änderung des Einfallens von N 20 E auf N 65 E und eine Änderung des Einschiebens von 15 auf 45° östlich zu bemerken.

Es ist wahrscheinlich, daß die Faltung mit magmatischen Bewegungen in der Kruste zusammenhängt, denn sonst wäre damit nicht der Erzaufstieg verknüpft gewesen. Wir befinden uns hier über der Kuppel eines noch verborgenen Granitstockes. Bei dieser Faltung nun wurde der Südflügel besonders beansprucht, und eine spezielle Faltung, verknüpft mit Abscherungen und senkrecht zur Faltung liegenden Verwerfungen, machte hier eine Spaltenbildung und damit ja erst den Erzaufstieg möglich. Dort aber, wo die Faltenbildung zu stark wurde, wo der Schiefer nicht aufriß, sondern sich gleich wieder zusammenpreßte, wo die Spalten verschmiert wurden, war die Möglichkeit einer Mineralisation weitgehend vermindert. Da sich die Erze nur auf dem Südflügel befinden, wird angenommen, daß sich zwischen Nord- und Südflügel eine Verwerfung, vielleicht auch Überschiebung befindet, die den Nordflügel von der Verwerfung abgeschnitten hat. Auf alle Fälle aber bietet Vilches ein gutes Beispiel für den Zusammenhang zwischen Tektonik und Erzbildung.

Betrachten wir die Vererzung nun einmal großräumlich, wie es ja auch Ahlfeld getan hat, so bemerken wir auch hier eine Nachbarschaft zwischen Bleierzen und Wolframerzen wie bei Belalcázar. Südlich der Lagerstätte von Belalcázar liegt der Bleidistrikt von Peñarroya, südlich und nördlich von Vilches liegen die Bleierzvorkommen von Linares und Santa Elena (Neudorf-Straßberg ebenfalls Blei und Wolfram). Inwieweit hier nur der Zufall oder schon eine Regel vorliegt, soll in diesem Rahmen nicht näher untersucht werden.

Im Schiefer treten drei besondere ausgeprägte Spaltensysteme auf:

1. 170—180° (N 10 W—NS),
2. 150° (N 30 W),
3. 220° (N 40 E).

Das Spaltensystem 1 ist besonders auf dem Südflügel, wo es in großem Maße auftritt, als Erzaufstiegszone gekennzeichnet, während System 3 auch die noch zu besprechenden Porphyrgänge umfaßt. Am Fluß, nach Süden, zur Brücke hin, findet man mit Quarz ausgefüllte Spalten von 110° Streichen.

Erfaßt man die Tektonik in einem Diagramm (Abb. 7), so läßt sich mit Vor-

behalt folgende Feststellung treffen: Der Druck kann in 150° gewirkt haben. Dieser Schub steht zwar nicht vollkommen senkrecht zur Faltenachse (es fehlen immerhin noch etwa 10°), aber im weichen Schiefer kann man die Auswirkungen eines Druckes noch viel weniger nach Berechnung erwarten, als es in einem Granit der Fall ist. Auf diese Weichheit, Plastizität der Schiefer ist wohl auch das Taub-Bleiben dieser 150°-Beanspruchung zurückzuführen. Es trat keine Zerrung ein, die ein Aufklaffen zur Folge hatte, lediglich in Form von nichtmineralisierten Klüften deuteten sich die wirkenden Kräfte an.

In Richtung von 110° und 175° trat Scherung ein. Beide Richtungen klafften, füllten sich mit Quarz, während bei den 175°-Klüften noch Erzzufuhr hinzukam.

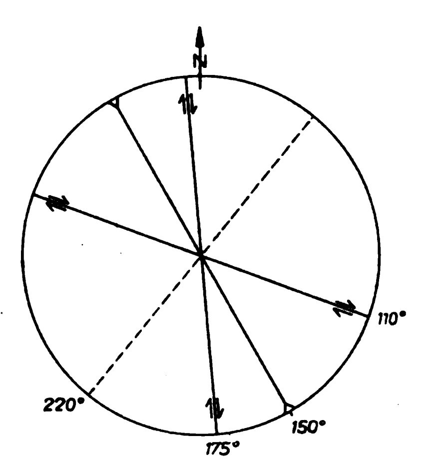


Abb. 6. Kluftdiagramm Vilches.

Warum nun in 110° nur Quarz und kein Erz und der anderen Richtung Quarz mit Erz mineralisiert wurde, läßt sich vielleicht durch geringe zeitliche Differenzen erklären, die im Verlaufe der Entstehung minimal waren, aber doch genügten, eine Differentiation in der Mineralisation herbeizuführen.

Weiter wurde oben erwähnt, daß eine Verwerfung 110° streicht und wahrscheinlich die beiden südlich des Vorkommens liegenden Porphyrgänge verwirft. Diese Störung ist nicht genau lokalisiert, aber aus der Annahme, daß sie 110° streicht, ist zu folgern, daß die beiden Gänge früher entstanden sind, als die Mineralisation der Lagerstätten erfolgte. Diese Feststellung wird etwas weiter unten in einem zweiten Falle bestätigt.

III. Erzführung

Wolframit tritt in kleinen, meist nadelig ausgebildeten Individuen auf, größere Aggregate sind selten. Der Wolframit ist schwarz, sein Strich etwas heller braun als der des von Belalcázar. Verwachsungen mit Arsenkies sind häufig zu finden, so daß der Arsengehalt im Erz bis auf 8% ansteigen kann.

Zinnstein tritt fast immer, aber in sehr geringer Menge auf, meist an den Salbändern der kleinen Quarzgänge.

IV. Beschreibung der Aufschlüsse

Sehen wir uns die Lagerstätte näher an. Aus der Abb. 5 (Blick nach Süden) geht die Lage der Aufschlüsse hervor.

Aufschluß Nr. 1. Der Schiefer ist hier sehr dunkel ausgebildet und enthält wohl eine größere Menge Kohlesubstanz. Etwa 45 kleine Quarzgänge, von maximal 15—20 cm bis herunter auf wenige cm Mächtigkeit, sind hier aufgeschlossen. Drei Weiterungsbaue gehen rd. 50 m in den Berg, Richtung Süden, hinein. Die erzführenden Quarzgänge verlaufen nicht gleichmäßig, sondern sind durch Bewegungen des verhältnismäßig weichen Tonschiefers verruschelt und verworfen worden. Diese Quarzgänge als Erzträger halten auf der ganzen Lagerstätte nie über eine größere Entfernung an, sondern keilen nach wenigen Metern Länge aus — wobei die etwas mächtigeren Gänge längere Strecken offen und mineralisiert bleiben —. Aber gleichzeitig mit dem Auskeilen des alten setzt wieder ein neuer Gang ein, entweder direkt in der Verlängerung oder etwas seitwärts. Auf den Bildern 2 und 3 der Tafel 17 ist gut zu erkennen, wie plastisch der Schiefer die Mineralisation und die Gangbildung beeinflußt hat. Dieser Schiefer ist auch denkbar ungünstig als Nebengestein.

Aufschluß Nr. 2. Oberhalb von Aufschluß Nr. 1 liegt Nr. 2 (Abb. 5, Tafel 17). Bei einer etwas kleineren Ausdehnung als Nr. 1 sind im Durchschnitt aber eine größere Anzahl von Gängen zu bemerken. Es ist also auch hier festzustellen, daß sich die Gänge nach oben noch weiter verästeln. Ob sie allerdings bei dem Schiefer in der Teufe in nur wenige Stammgänge übergehen, ist sehr zweifelhaft. In diesem Aufschluß ist gut zu erkennen, daß, je schmäler die Gänge sind, desto weniger sie in der Längserstreckung und in der Teufenerstreckung hin aushalten. Es treten rd. 60 Gänge auf.

Aufschluß Nr. 3. Hier sind etwa 55 Gänge sichtbar, die alle mehr oder weniger schon eine starke Vergenz nach Osten aufweisen und außerdem noch gebogen und gefaltet sind. Das Einfallen der Schichten ist steiler, das Abkippen ebenfalls. An beiden Seiten des Bruches ist eine Spezialfaltung zu erkennen.

Aufschluß Nr. 4 liegt über Nr. 3. Hier sind rd. 20 Gänge aufgeschlossen und der Schiefer ist nicht so dunkel und bituminös wie in den vorherigen Aufschlüssen. Die Plastizität des Gesteinsmaterials war hier dem tektonischen Druck nicht gewachsen. Es konnten sich nur an wenigen Stellen, die wohl besonders stabil und widerstandsfähig waren, Gänge bilden.

V. Ganggesteine

Obgleich die Ganggesteine direkt mit der Lagerstättenbildung nichts zu tun haben, sollen sie erwähnt werden, da sie in unmittelbarer Nähe des Vorkommens liegen.

Nördlich der Lagerstätte am Fluß, etwa 300 m entfernt, tritt ein Porphyrgang auf, der schlecht aufgeschlossen ist. Er scheint 90° zu streichen, ist 10 m mächtig und liegt ziemlich flach im Schiefer. In diesem Gang befinden sich mit Quarz ausgefüllte Spaltrisse mit einem Streichen von 170—180°. Es liegt also die Annahme nahe, daß die Bildung dieser Quarzgänge tektonisch zur selben Bewegung und Kräfteplan gehört, wie das Aufreißen der in der Lagerstätte mineralisierten Gänge, die ebenfalls 180° streichen. Da beide, Erze wie auch der Porphyrgang mit seiner Quarzfüllung, vom wahrscheinlich selben Granit abstammen, ist als Schlußfolgerung zu sagen, daß der Porphyrgang älter als die Mineralisation ist.

Die Reihenfolge ist demnach also:

Granitbildung,
Porphyrgang,
Aufreißen der Spalten im Schiefer und im Porphyr,
Ausfüllung der Spalten mit Quarzen und Erzen.

Man kann natürlich dabei die Frage aufwerfen, warum hat dann der Quarzgang im Porphyr, wenn er zur gleichen Zeit wie die Mineralisation entstanden ist, nicht auch eine Erzzufuhr erhalten? Nun, einmal sind bei einer Lagerstättenbildung 300 m immerhin schon eine nicht zu unterschätzende Entfernung und zweitens können Aufstiegswege in der Teufe, chemische Ausfüllungen im karbonreichen Schiefer, bestimmte Druck- und Temperaturverhältnisse eine Rolle gespielt haben.

Diese Altersbeziehung ist nun anders als in der Regel üblich, da Gänge im allgemeinen erst kurz vor oder nach der Erstarrung des Granites zu entstehen pflegen. Aber wie sich in den letzten Jahren verschiedentlich herausgestellt hat, gibt es Abweichungen.

Dieses Ganggestein ist granitporphyrisch und steht sicherlich in Verbindung mit den Granitkomplexen von Linares und Santa Elena. Makroskopisch sind schon mit unbewaffnetem Auge die eingesprengten Quarze und Feldspäte zu erkennen. Es ist von grauer Farbe. U. d. M. erkennt man die feine, zersetzte Grundmasse, mit Einsprenglingen von Quarz, teilweise stark zersetzten Feldspäten (Orthoklas mit Ausbildung von P und M) und etwas Hornblende. Der Typus ist mikrogranitisch.

Direkt daneben liegt Schiefer mit Kontakteinwirkung. Er ist makroskopisch noch geschiefert, von grau-glänzender Farbe, sehr feinkörnig, nur die Serizite sind zu erkennen, er besteht zu 80% aus gleichmäßig körnigem Quarz, meist rundlichen Individuen, etwas Muscovit und Feldspat, letzterer auch hier stark zersetzt. Ferner wurden Rutilnadeln beobachtet, neben dem Eisenerz und der kohligen Substanz. Man kann ihn als ein schieferhornfelsartiges Gestein bezeichnen.

60 m südlich davon am Fluß streicht ein mehrere Meter breiter Quarzitzug vorüber. Er ist hart, fest, von bläulicher Farbe mit schlechter Spaltbarkeit, im Bruch fettig glänzend. Die Quarze sind feinkörnig, alle nach einer Achse gestreckt, rhomboedrisch verformt und zeigen starke undulöse Auslöschung. Die Kohlesubstanz (wahrscheinlich schon als Graphit vorliegend) legt sich bisweilen fließend um die Quarze. Wir haben es allem Anschein nach mit einem Graphitquarz zu tun.

Südlich der Lagerstätte, auf dem Hügel, liegen zwei weitere Porphyrgänge. Der östlichere (untere Gang) Gang ist 5—6 m breit und durch ein Schieferpaket von dem westlichen (oberen) Gang getrennt. Ebenso wie im Fluß, so liegen auch hier die Gänge flach im Nebengestein. Sie streichen 220°. Der Schiefer direkt am Kontakt mit den Gängen ist nur etwas weich und bröckelig. Eine größere Kontakterscheinung wurde nicht beobachtet.

Die Gänge sind beide sehr stark zersetzt. Außer den Quarzen ist makroskopisch nichts zu erkennen, mikroskopisch zeichnen sich die Feldspäte noch heraus.

Schriften

Ahlfeld, F.: Die Wolframlagerstätten Spaniens. Zeitschr. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, Bd. VII, 1954, S. 290. — Bärtling, R.: Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart 1911. — Clarke, F. W.: The Data of Geochemistry, Bull. 770, US-Geol. Survey. Washington 1924. — v. Engelhardt, W.: Die Geochemie des Bariums. Chemie der Erde. Bd. 10, 1936. S. 187. — Frenzel, A.: Tschermaks Min. Petr. Mitt., 21, H. 2, S. 183. — Holland, T. H.: Rec. Geol. Surv. India, Vol. 30, 1897, S. 236. — Ramdohr, P.: Mineralbestand, Struktur und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. Geol. Jb., Bd. 67, Hannover 1953, S. 367. — Rankama, K., & Sahama, Th. G.: Geochemistry, Chicago 1950.

Paläogeographie und Morphogenese des Paraná-Beckens (Süd-Brasilien)

Mit 4 Abbildungen

Von Karl Beurlen, Rio de Janeiro

1. Einführung

Das Paraná-Becken umfaßt die südbrasilianischen Staaten Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná und São Paulo, greift mit seinem Nordrand noch in den Süden von Minas Gerais und Goiás hinein sowie im Nordwesten in den

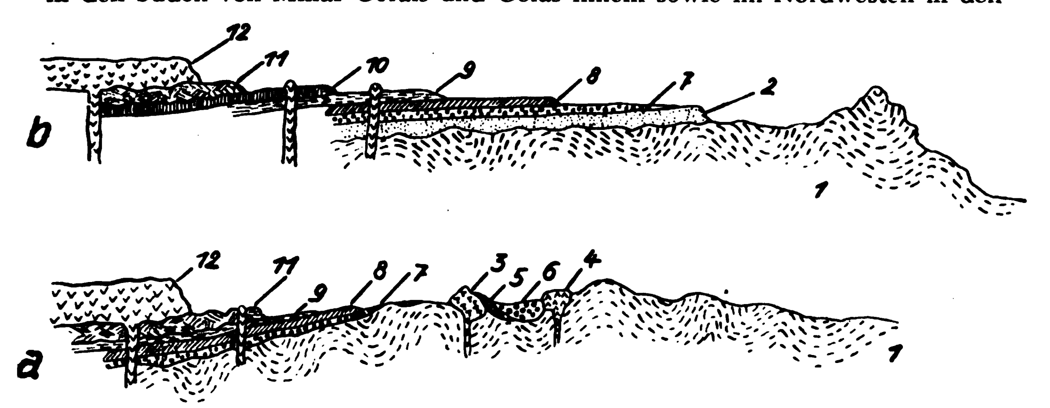


Abb. 1. Schemat. Profile durch den Ostrand des Paraná-Beckens; a in Rio Grande do Sul, b in Paraná. — 1 Kristalline Basis. 2 Unterdevon. 3 Quarzporphyr der Maricá-Formation. 4 Andesit der Camaquã-Formation. 5 Maricá-Formation. 6 Camaquã-Formation. 7 Glazialserie (Itararé-Sch.). 8 Kohlenserie (Guatá-Sch.). 9 Unt. Passa-Dois-Serie. 10 Ob. Passa-Dois-Serie (Rio do Rasto-Sch.). 11 Botucatú-Sandstein. 12 Basaltdecke.

Süden von Mato Grosso; der gleichen Einheit gehören auch Uruguay und Paraguay an sowie die argentinische Provinz Missiones. Es bildet eine weitgespannte, sehr flache Schüssel, deren Längsachse ungefähr durch den Paraná-Oberlauf und den Uruguay-Unterlauf bestimmt und NNE gerichtet ist. Im Südwesten (westlich des Uruguay-Unterlaufs und in Süd-Paraguay) ist der ursprüngliche Beckenrand in der von Tertiär- und Quartär-Sedimenten erfüllten Paraguay-Paraná-Senke tektonisch eingebrochen und entzieht sich damit der unmittelbaren Beobachtung.

Abgesehen davon bildet die weite, flache Mulde, deren Inneres von dem das Central-Plateau aufbauenden Deck-Basalt erfüllt ist — um eine Vorstellung von den Ausmaßen zu geben, sei erwähnt, daß diese Effusiv-Decken eine Fläche von etwa 800 000 km² bei einer mittleren Mächtigkeit von 400 m, die lokal bis 1000 m steigen kann, einnehmen — und deren Randzonen durch weiträumige, die Basaltdecke umgebende, von den vorbasaltischen Schichtfolgen aufgebaute Schichtstufenlandschaften gebildet werden, geotektonisch und geomorphologisch

eine außerordentlich klar umschriebene Einheit. Es ist daher nicht verwunderlich, wenn der Begriff der Paraná-Mulde schon frühzeitig ein fester Begriff in der Geologie Brasiliens und Südamerikas geworden ist und daß das einprägsame Bild dieser weitgespannten Mulde mit ihrer NNE-Achse fast suggestiv in alle paläogeographischen Rekonstruktionen des Gebietes in irgendeiner Form einfloß.

Verf. hat in den letzten Jahren Gelegenheit gehabt, in verschiedenen Gebieten der Muldenrandzone (Rio Grande do Sul, Paraná, Süd-Mato Grosso) Kartierungen durchzuführen und die zwischenliegenden Gebiete in kürzeren Ergänzungsexkursionen kennen zu lernen. Diese Untersuchungen gingen zunächst von der herrschenden Vorstellung aus, daß die heutige Beckenstruktur altes Erbe sei und weitgehend auch die frühere paläogeographische Entwicklung bestimme. Im Fortgang der Untersuchungen jedoch mußte diese Vorstellung wesentlich modifiziert werden. Die wichtigsten Ergebnisse sollen im folgenden in gedrängter Form zusammengefaßt werden. Ausführlichere Darstellung mit spezieller Begründung wird in einer Monographie über die Paläogeographie und Epirogenese des Paraná-Beckens gegeben werden, die in portugiesischer Sprache hier erscheint.

2. Die kristalline Unterlage

Die kristalline Basis tritt an den äußeren Rändern zutage. Im Westen wird sie gebildet von der Serra Bodoquena in Süd-Mato Grosso und Nord-Paraguay, deren mäßig metamorphe Schichten (Bodoquena-Serie) vorwiegend von Glimmerschiefern, Kalken und Dolomiten mit einigen Granit-Intrusionen gebildet werden mit in der Hauptsache NS-Streichen der Faltenachsen. Im Osten ist es die Serra do Mar, die von São Paulo über Paraná nach Santa Catarina an der Atlantischen Küste sich hinzieht, der landeinwärts gelegentlich noch ein Kristallin-Plateau wechselnder Breite vorgelagert ist. Die südliche Fortsetzung in Rio Grande do Sul ist der nicht zur Serra emporgehobene, wesentlich flachere kristalline riograndensische Schild. Auch hier sind es mächtige Glimmerschiefer-, Kalk- und Dolomit-Folgen, die in den verschiedenen Staaten mit verschiedenen Namen belegt sind (São Roque-Serie in São Paulo, Assunguí-Serie in Paraná, Brusque-Serie in Santa Catarina, Porongos-Serie in Rio Grande do Sul) mit Granit-Intrusionen und vorherrschendem NNE- bis NE-Streichen. Z. T. sind wohl in der Serra do Mar auch Kerne älteren Kristallins vorhanden. Im Norden wird der Kristallinrand durch die sehr kompliziert gebauten Blöcke von Minas Gerais und Goiás gebildet, die sicherlich mehrere, verschieden alte, präkambrische Serien enthalten, über deren spezielle Folge und genaueren Aufbau jedoch noch nichts Endgültiges gesagt werden kann. Die noch nicht veröffentlichten Untersuchungen Eberts lassen einen wesentlich komplizierteren Bau des Präkambriums erwarten, als man bisher vermutete. Die jung-kristallinen Serien des Ostrandes (São Roque, Assunguí, Brusque, Porongos) wie auch die Bodoquena-Serie des Westrandes dürften, nach den Vermutungen Eberts, abgesehen von den in ihnen eingeschlossenen, vermutlich vorhandenen, älteren, später überformten Kernen, die südliche Fortsetzung der jüngsten algonkischen Serie von Minas Gerais sein, die sicher jünger ist als die Minas-Serie und ihre Metamorphose und Verformung einer spät-algonkischen Orogenese verdankt (vermutlich ungefähr der Wende Algonkium/Kambrium entsprechend).

Über die Kristallin-Unterlage im weiten Zwischengebiet zwischen dem kristallinen West- und Ostrand kann man nichts sagen. Vermutlich befinden sich hier, ähnlich wie im Norden (Minas Gerais, Goiás), ältere kristalline Blöcke.

eine Art archäisch-alt-algonkisches Zwischengebirge zwischen den beiden jung-algonkischen Gebirgszügen. Doch sind das nur auf Extrapolationen beruhende Vermutungen.

Im ganzen darf man somit wohl sagen, daß das ganze Gebiet des heutigen Paraná-Beckens durch eine ausgedehnte spät-algonkische Orogenese an der Wende Algonkium/Kambrium konsolidiert wurde und als Ergebnis davon zu Beginn des Kambrium einen geschlossenen kristallinen Block zusammen mit den nördlich anschließenden Gebieten von Minas Gerais und Goiás bildete. Die von Süden bis Norden mit S—N bis SW—NE streichenden jung-algonkischen Gebirgszüge, die zahlreiche ältere Komplexe einhüllen und umgeben, sind die das Gebiet des heutigen Paraná-Beckens und das heutige Kristallin-Massiv von Minas Gerais und Goiás zu einer großen, konsolidierten Einheit verschmelzenden gemeinsamen Struktur-Elemente.

3. Das vorgondwanische Paläozoikum

In der Süd- und Westumrandung dieses mächtigen, jung-algonkisch konsolidierten Komplexes, dem vermutlich auch die Region der heutigen argentinischen Pampas mit den pampinen Serren zugehörte, bildete sich vom Kambrium ab eine Senkungszone, die von den Serren südlich von Buenos Aires über die west-argentinischen Prä-Kordilleren nordwärts nach Bolivien streicht, in der z. T. schon im Kambrium, vor allem aber im Ordovicium und Gotlandium, eine mächtige Sedimentfolge zur Ablagerung kam, ohne daß jedoch takonische oder kaledonische Orogenesen feststellbar wären. Aus dieser geosynklinalen Süd- und Westzone kommt es nur einmal, im Gotlandium, zu einem episodischen transgressiven Vorstoß, der wenigstens den Westrand des heutigen Paraná-Beckens erreicht (im zentralen Paraguay und im östlichen Bolivien, westlich von Corumbá, Mato Grosso).

Auch im Norden des Gebietes des heutigen Paraná-Beckens, im Bereich des heutigen São Franzisco-Beckens, erfolgte eine altpaläozoische, vermutlich gotlandische Transgression (Bambuí-Serie), die wahrscheinlich vom Norden her kam. Eine wohl kaledonische Verfaltung schließt diese nördliche Transgressionsphase ab. Auch diese Transgression greift nicht in das Gebiet des heutigen Paraná-Beckens über.

Dieses also bleibt bis zum Gotlandium einschließlich konsolidiertes Festlandsgebiet, wird aber durch die Bambuí-Transgression im Norden und die geosynklinale Süd- und Westzone zu einem wohl umgrenzten geotektonischen Element. Die kaledonische (post-Bambuí) Orogenese in Minas konsolidiert die nördliche Hälfte des spät-algonkischen Komplexes endgültig zu einem Block-Gebiet mit Hebungstendenz, das von allen weiteren Transgressionen frei bleibt. Die Grenze zwischen diesem Nordblock und dem Gebiet des heutigen Paraná-Beckens wird durch eine Linie gebildet, die mit SSE—NNW-Richtung südlich der Bambuí-Mulde vom südlichsten Minas Gerais nach Süd-Goiás streicht. Diese Grenzlinie bildet den Nordrand für alle Transgressionen, die im Bereich des heutigen Paraná-Beckens sich abspielten.

Der Kristallin-Block des späteren Paraná-Beckens gliedert sich also im Alt-Paläozoikum als große, nach NNW sich verschmälernde Scholle zwischen dem durch die Post-Bambuí-Orogenese endgültig konsolidierten Nordblock und der geosynklinalen Süd- und Westzone ab.

Auf dieser Scholle finden sich, abgesehen von den erwähnten wenigen gotlandischen Vorkommen in seiner Westzone, nur wenige und ganz lokale Vor-

kommen vor-devonischer Sedimente: Die Itajaí-Serie im nördlichen Santa Catarina und die Ribeira-Serie in der Gegend von Castro, nördlich Curitiba in Paraná. Es handelt sich um mächtige Folgen fossilleerer, klastischer Sedimente, z. T. schwach metamorph und mäßig tektonisch gestört, mit einigen Granit-Intrusionen und Quarzporphyr-Ergüssen, von denen der bekannteste das große Quarzporphyr-Vorkommen von Castro ist. Man hat sie teils ins Kambrium, teils, indem man die tektonischen Störungen einer takonischen oder kaledonischen Orogenese zuordnete, ins Ordovicium oder selbst ins Gotlandium gestellt. Irgendwelche Anzeichen geosynklinaler oder orogener Sedimentation, eines orogenen Vulkanismus oder orogener Tektonik fehlen jedoch völlig. Sedimentcharakter, Art der Tektonik und der Quarzporphyr-Vulkanismus sprechen vielmehr dafür, daß es sich um lokal erhalten gebliebene Reste — die Itajaí-Serie liegt in einem grabenähnlichen Einbruch, die Ribeira-Serie in einer, auch späterhin sich immer wieder abbildenden Muldenzone — einer der spät-algonkischen Orogenese der Assunguí-São Roque-Serie zugeordneten, post- oder spät-orogenen Formation vom Rotliegend- oder Molasse-Typus handelt. Bis auf die genannten Reste ist diese post-orogene Formation der vor-devonischen oder vor-gondwanischen Abtragung wieder zum Opfer gefallen. Das schon vom ersten Bearbeiter (P. Fr. d. Carvalho) vermutete „eopaläozoische" (kambrische) Alter ist also das wahrscheinlichste.

Eine gesteinsmäßig auf den ersten Blick sehr ähnliche Schichtfolge, dort über der Porongos-Serie liegend, findet sich auf dem riograndensischen Schild (Maricá- und Camaquã-Serie). P. Fr. de Carvalho hatte sie mit der Itajaí-Serie verglichen und ebenfalls als kambrisch gedeutet, was durchaus plausibel erscheint. Leinz hat sie dem Silur (Maricá-Formation) und dem Devon (Camaquã-Serie) zugeordnet, wobei er sich auf die lithologische Ähnlichkeit der Maricá mit der damals auch als ordovicisch gedeuteten Anitápolis-Formation in Santa Catarina berief (das gondwanische — karbonische — Alter der letzteren ist neuerdings durch den Verf. auf Grund einer Neuuntersuchung des dürftigen Fossilgehaltes nachgewiesen worden) und die Quarzporphyr-Ergüsse in der Maricá-Formation mit dem Quarzporphyr von Castro verglich und einer kaledonischen Orogenese zuwies. Auch hier freilich fehlen alle Anzeichen einer geosynklinalen und orogenen Entwicklung, wie in der Itajaí-Serie, so daß eine Berufung auf kaledonische und variscische Orogenesen ausgeschlossen wird und die erste (eopaläozoische) Deutung von P. Fr. de Carvalho wesentlich plausibler erschiene als die Leinzsche Neudeutung, wenn nicht im ältesten Glied der Gesamtfolge (Maricá-Formation) sich typische Vertreter der Glossopteris-Flora und typische Brachiopoden der gondwanischen Glazialserie fänden. Trotz gewisser lithologischer Ähnlichkeiten zur Itajaí-Serie müssen diese riograndensischen Bildungen somit dem Karbon zugewiesen werden.

Das gesamte vor-devonische Paläozoikum des späteren Paraná-Beckens beschränkt sich also auf die wenigen Vorkommen vermutlich kambrischer Ablagerungen vom Molasse-Typus. Vom Kambrium bis zum ausgehenden Gotlandium bleibt dieser Kristallin-Schild Abtragungsgebiet.

Das entscheidende Ereignis des vor-gondwanischen Paläozoikums, das einen ersten Aufschluß über die Art der post-algonkischen epirogenen Entwicklung vermittelt, ist die Unterdevon-Transgression. Ein schüchterner Vorläufer derselben war die erwähnte, bis an den Westrand vorstoßende Gotlandium-Transgression. Im Gebiet des späteren eigentlichen Paraná-Beckens wird das Devon in der Gegend von Castro (Paraná) durch die wenig mächtige, glaziale Iapó-Formation eingeleitet, der wahrscheinlich das nur lokal sich findende Blumenau-

Konglomerat im nördlichen Santa Catarina stratigraphisch entspricht. Das deutet kalte, gelegentlich sogar glaziale Klimabedingungen im Altpaläozoikum an; auch das Unterdevon des Kapgebirges wird durch Glazial-Ablagerungen eingeleitet; und ebensolche finden sich in Argentinien und Bolivien in gleicher stratigraphischer Position. Auch das Unterdevon-Meer selber war ein kaltes Meer, wie nicht nur die verarmte Fauna, sondern vor allem das Auftreten drift-glazialer Blöcke im Unterdevon-Sandstein bestätigen.

Das marine Unterdevon selber zeigt sich mit einer dem argentinischen, falkländischen und kapländischen Unterdevon sehr ähnlichen, im Bereich des späteren Paraná-Beckens paläontologisch und lithologisch sehr monotonen Ausbildung in weiter Verbreitung, in Paraná-São Paulo, in Süd-Goiás und Mato Grosso, im zentralen Paraguay und im südlichen Uruguay. Die Schichtfolge beginnt mit fossilleeren Sandsteinen (Transgressionsfazies), die nach oben in fossilführende glimmerige, z. T. feinsandige Tonschiefer übergehen. Verbreitung der Vorkommen sowie Fazies- und Mächtigkeitsverteilung lassen erkennen, daß der weiträumige Kristallinschild, den das Unterdevon-Meer überflutete, eine weiträumige epirogene Wellung zeigte. Eine von mir als Ponta Grossa-Chapada-Mulde bezeichnete Muldenzone verlief in NNW-Richtung, parallel zu der oben erwähnten Südgrenze des Nordblocks und unmittelbar südlich dieser tektonischen Grenzlinie, mit ihrer Mulden-Achse ungefähr aus der Gegend von Ponta Grossa in Richtung auf Cuiabá (Mato Grosso); die Achsenzone scheint in SSE-Richtung leicht einzusinken. Südlich dieser Muldenzone hebt sich eine Schwellenzone gleicher Richtung heraus, von mir als Porto Alegre-Aquidauana-Schwelle bezeichnet, deren Achse durch die beiden genannten Städte bezeichnet ist und in umgekehrter Richtung (nach NNW) schwach einzusinken scheint (vielleicht treten hier auch Kippschollen-ähnliche Erscheinungen auf). Die Schwelle war vom Devonmeer gar nicht oder höchstens teilweise überflutet; zum mindesten ist schon vorgondwanisch jegliches Devon hier wieder abgetragen worden. Südlich der Schwelle zeigt sich eine weitere Muldenzone — die Melo-Assunçión-Mulde — gleicher Streichrichtung (SSE—NNW), wiederum mit gut entwickeltem und gut erhalten gebliebenem Devon.

Während also die Strukturlinien der spät-algonkischen Orogenese im wesentlichen N—S- bis NE—SW-Streichen zeigen, erkennen wir auf dem vermutlich stark eingeebneten Rumpf des Kristallinschildes des späteren Paraná-Beckens zur Zeit der Unterdevon-Transgression eine von dieser alten Struktur-Anlage völlig unabhängige weiträumige flache Wellung von Schwellen und Mulden mit einem Achsenstreichen von SSE—NNW. Da diese Wellung sich weitgehend parallel zwischen die Südgrenze des durch die Post-Bambuí-Orogenese endgültig konsolidierten Nord-Blocks und die geosynklinale Senkenzone im Westen und Süden einfügt, darf man vermuten, daß diese Wellung entstanden ist im Zusammenhang mit der Abgliederung des kristallinen Paraná-Blockes infolge der Post-Bambuí-Orogenese im Norden und der geosynklinalen Einmuldung im Süden und Westen. Bemerkenswert ist die Zweiteilung des alten, spätalgonkisch konsolidierten Kristallin-Schildes: Während die nördliche Hälfte schon im Altpaläozoikum (Bambuí-Transgression) wieder eine schwache Labilität bekommt und durch die Post-Bambuí-Orogenese sofort wieder eine nunmehr endgültige Konsolidierung erreicht, bleibt die Südhälfte (späteres Paraná-Becken) frei von dieser altpaläozoischen Entwicklung, bewahrt sich aber dafür eine gewisse, spätere Transgressionen ermöglichende Labilität. Die epirogene Struktur (weiträumige Wellung), die sich im Zusammenhang mit diesen altpaläozoischen Ereignissen in der Umrandung herausbildet, hat jedoch mit der des späteren

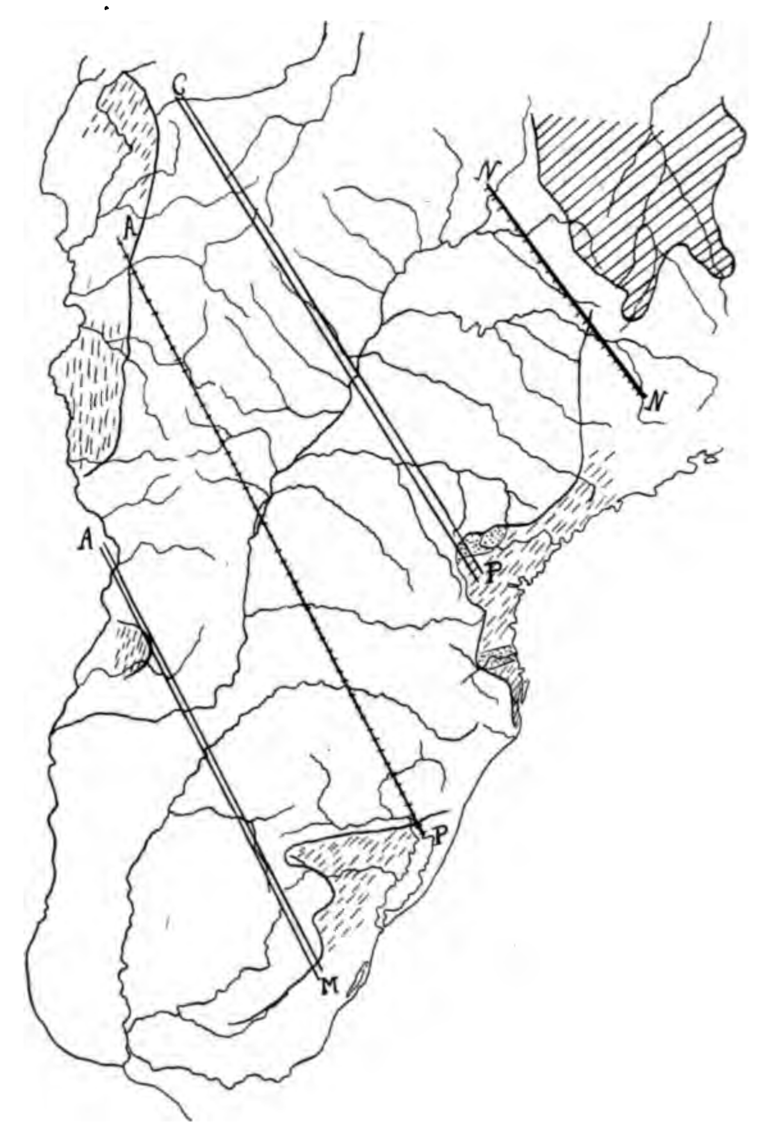


Abb. 2. Epirogene Struktur des Paraná-Beckens im Paläozoikum. Schräg schraffiert: Bamb
Serie. Gestrichelt: Kristalline Unterlage. Punktiert: Itajaí- und Castro-Schichten mit Qua
porphyr. N—N: Nordrand des Paraná-Komplexes. P—C: Ponta Grossa-Chapada-Muld
Achse. M—A: Melo-Assuncion-Mulden-Achse. P—A: Porto Alegre-Aquidauana-Schwellen-Ach

Paraná-Beckens nichts zu tun, sondern zeigt einen davon durchgreifend v
schiedenen Charakter [1]).

[1]) Anmerkung während der Korrektur: In den noch nicht abgeschlosser Untersuchungen über meine diesjährigen Geländearbeiten habe ich nachgewiesen, daß bisher (auch von mir) stets als Silur betrachtete Bambui-Serie in Wirklichkeit in das Jur Algonkium gehört. Dadurch modifiziert sich das Bild der prädevonischen Entwicklung etwas. Auf das hier gezeichnete Bild der paläogeographisch-epirogenen Entwicklung d eigentlichen Paraná-Beckenraums hat dies indessen keinen Einfluß.

4. Das gondwanische Jungpaläozoikum

Die unterdevonische Transgression blieb eine Episode, die jedoch ein aufhellendes Licht auf die epirogene Struktur des späteren Paraná-Beckens im ausgehenden Altpaläozoikum wirft. Schon am Ende des Unterdevon bricht infolge der Regression die stratigraphische Überlieferung wieder ab. Erst mit der oberkarbonischen Glazialserie (Itararé-Schichten), die sich mit einer nicht meßbaren Erosionsdiskordanz über das Devon legt, setzt wieder eine Sedimentfolge ein. Das Fehlen einer Winkeldiskordanz, wie zwischen dem Gotlandium und Unterdevon in Zentralparaguay, so auch zwischen dem Unterdevon und den Itararé-Schichten, bestätigt, daß auch nicht die geringste Andeutung kaledonischer oder variscischer orogener Bewegungen vorhanden ist. Da die Unterdevon/Oberkarbon-Grenze nirgendwo auch nur ein geringes Relief erkennen läßt, darf man annehmen, daß der kristalline Paraná-Block voroberkarbonisch eine sehr weitgehend eingeebnete Oberfläche besaß, ebenso wie auch vor-unterdevonisch, da die Devon-Untergrenze die gleichen Verhältnisse zeigt. Die Höhenlage des Blockes über dem Meeresniveau war durch das ganze Paläozoikum hindurch offenbar nie groß, so daß keine nennenswerte Zerschneidung und Zertalung entstehen konnte.

Das Vereisungszentrum des gondwanischen Inlandeises im Bereich des heutigen Paraná-Beckens war im Gebiet des sog. riograndensischen Schildes, d. h. auf dem etwas stärker herausgehobenen Südabschnitt der Porto Alegre-Aquidauana-Schwelle gelegen, wie Verf. zeigte. In diesem Gebiet herrschte während der gesamten Vereisungsperiode Glazialerosion. Die Glazialserie ist daher sehr unterernährt entwickelt und besteht im wesentlichen nur aus den Ablagerungen des letzten Eisvorstoßes und Schmelzwasserablagerungen des letzten Abschmelzens, welche z. T. in erheblicher Mächtigkeit in subglazial, in den weichen Schiefern ausgehobelten Becken aufgeschüttet sind („Camaquã-Serie"). Von hier aus floß das Eis nach Norden in die Ponta Grossa-Chapada-Mulde hinein, die während der gesamten Glazialperiode fortschreitend schwach absank. Daher ist hier die Glazialserie, wie an anderer Stelle ausgeführt wurde, sehr mächtig und vollständig entwickelt, mit 4 wohlgetrennten Tillithorizonten und mächtigen, sich zwischenlagernden Interglazialablagerungen, ohne irgendwelche Anzeichen von interglazialer oder subglazialer Erosion und fast völlig frei von Eisstauchungen; die Mächtigkeit erreicht 500 bis sogar 1000 m. Nach Norden zu in São Paulo gehen die Tillite z. T. in Randfazies driftglazialen Charakters über; einmal schaltet sich sogar ein mariner Horizont ein. Das bestätigt die trotz der mächtigen Aufschüttungen stets erhalten bleibende Tiefenlage, d. h. die fortschreitende Absenkung in der Muldenzone. Analoges Verhalten beobachtete ich in Mato Grosso, wo von der Schwellenzone aus (in Nordparaguay) nach Norden zu (in die Muldenzone hinein) die Mächtigkeit stetig zunimmt, vor allem der interglazialen Bildungen, und die Tillite in fluvio- und driftglaziale Fazies übergehen. Von dem Zentrum in Rio Grande do Sul aus strömte das Eis außerdem in westlicher Richtung, wie K. Walther in Uruguay nachweisen konnte, und in südlicher Richtung in die südliche Muldenzone hinein. Weiter im Süden, in der Serra de La Ventania (südl. Buenos Aires), ist bezeichnenderweise die Entwicklung der Glazialserie wieder viel vollständiger und mächtiger, analog den Verhältnissen in Paraná-São Paulo. Nach Westen zu (pampine Serren und Prä-Kordillere) liegen die Dinge sehr kompliziert und undurchsichtig; wir können auf eine eingehendere Diskussion in diesem Zusammenhang verzichten.

Für das uns speziell interessierende Gebiet des heutigen Paraná-Beckens

erhellt aus dem Vergleich der Glazialserie in den verschiedenen Einzelregionen, daß die epirogene Wellung, wie sie sich in der Devon-Transgression zeigte, in der gleichen Weise noch besteht, ja durch Senkung in den Muldenzonen und Hebung in der Schwellenzone sich noch stärker akzentuiert und den Ablauf des Vereisungsgeschehens entscheidend bestimmt.

Die Vereisungsperiode wird durch eine aus dem Nordwesten durch die Ponta-Grossa-Chapada-Mulde eindringende Transgression abgeschlossen; die marinen Ablagerungen verzahnen sich noch mit dem jüngsten Tillit und enthalten driftglaziales Material; die Transgression fällt also zeitlich in die letzte Abschmelzperiode hinein. Sie dringt aus der nördlichen Muldenzone auf die Schwellenzone nach Süden vor. Diese also hat ihren Schwellencharakter gerade im stärkst herausgehobenen Südabschnitt nunmehr verloren; die marinen Ablagerungen finden sich auch im Gebiet des alten Vereisungszentrums (marine Horizonte der Maricá-Formation).

Das wird noch dadurch unterstrichen, daß auch in der folgenden Postglazial-Periode die mächtigsten und bestentwickelten Schichtfolgen mit produktiven Kohlenbecken sich in Rio Grande do Sul und in Süd-Santa Catarina finden, d. h. gerade im Bereich der vorherigen Schwellenzone, und daß in der gleichen Zeit sogar das postglaziale Eurydesmenmeer der Serra de La Ventania (südl. Buenos Aires) einen letzten Ausläufer nach Norden bis nach Santa Catarina entsendet (Taió-Schichten). Gleichzeitig klingen die Senkungsbewegungen in der nördlichen Muldenzone ab, wo wir, in Nordparaná und São Paulo, Äquivalente dieser Schichten nur in stark reduzierter Mächtigkeit und Entwicklung finden. Ich führe diese auffällige Umkehr der mindestens seit dem Unterdevon (wahrscheinlich schon länger) stets in gleicher Weise herrschenden epirogenen Tendenzen auf isostatische Einflüsse durch die Eisbelastung zurück, die mit einer gewissen Verzögerung eine Ausgleichsabsenkung gerade im Bereich des alten Vereisungszentrums mit den größten Eismächtigkeiten auslösten und entsprechend dazu in den alten Vereisungsrandgebieten sogar schwache Hebungen veranlaßten.

In dieser Deutung der Umkehr der epirogenen Tendenzen werde ich bestärkt dadurch, daß diese nur episodisch bleibt. Die Iratí-Transgression des untersten Perm läßt in der Mächtigkeits- und Faziesverteilung der Iratí-Schichten (Mesosaurus-Horizont) die Porto Alegre-Aquidauana-Schwelle wieder deutlich in Erscheinung treten; sie war nur teilweise überflutet und bildet eine ausgesprochene Faziesscheide zwischen der Nordmulde mit ausgesprochen bituminöser Faziesentwicklung und der Südmulde mit relativ mächtigen Feinsandsteinen und großenteils völlig fehlendem Bitumengehalt. Noch deutlicher wird das in der langsam sich vollziehenden Regression nach dem Transgressionsvorstoß des Iratí-Meeres, in den Serra Alta- und Terezina-Schichten, die noch eine brackische Entwicklung in der Nordmulde zeigen, aber auf der Schwelle sehr stark reduziert sind und keinen brackischen Einschlag mehr zeigen, ebensowenig wie in den äquivalenten Schichten der Südmulde brackische Einschläge vorhanden sind.

Nach der endgültigen Regression verbleiben zwei terrestrisch-lakustre Restmulden (Rio do Rasto-Schichten), eine im stärker abgesenkten Südteil der Ponta-Grossa-Chapada-Mulde (Paraná) und eine in dem Südteil der Melo-Assunción-Mulde (Uruguay). Auf der Schwelle fehlen Äquivalente dieses letzten Abschnittes der permischen Sedimentfolge, welcher das jungpaläozoische Gondwana im Bereich des späteren Paraná-Beckens abschließt.

Die ganze Schichtfolge, von den Iratí-Schichten an bis in die Rio do Rasto-Schichten, wird als Passa Dois-Serie zusammengefaßt; diese, die nach unseren kurzen Andeutungen eine kontinuierliche Schichtfolge von dem ersten Trans-

gressionsvorstoß über die allmähliche Regression bis schließlich zu den ausgesüßten Restbecken darstellt, gehört, soweit man sagen kann, gänzlich ins Unterperm, entspricht also der südafrikanischen Ecca-Serie, einschließlich des Mesosaurus-Horizontes des „white band". In dieser ganzen Zeit blieb die alte durch SSE—NNW-Streichen der Achsen gekennzeichnete Wellung mit Senkungstendenz in den Muldenzonen für die paläogeographische Entwicklung bestimmend. Auf der Schwellen-Achse, nördlich von Porto Alegre und bei Aquidauana, fehlt die Passa Dois-Serie sogar ganz; ob primär oder infolge prä-obertriassischer Abtragung, ist schwer mit Sicherheit zu entscheiden (z. T. war die Schwelle sicher wenigstens zeitenweise überflutet); auf alle Fälle zeigt sich daraus, daß auch die Schwellenzone ihre alte Hebungstendenz weiterhin behalten hat.

5. Das gondwanische Altmesozoikum

Der Passa Dois-Serie lagert sich unmittelbar die obertriassische São Bento-Serie auf; zwischen beiden liegt also ein großer, Oberperm, Unter- und Mitteltrias umfassender Hiatus. Auch hier gibt es keine meßbare Winkeldiskordanz; jung-variscische Gebirgsbildung fehlt wie die ältere völlig. Die Auflagerungsfläche der São Bento-Serie läßt auch keinerlei Zertalung oder Reliefbildung der ihr unterlagernden Oberfläche erkennen. Auch jetzt also blieb dieser alte Paraná-Schild, mittlerweile vom tieferen Gondwana bedeckt, eine tektonisch ruhige, stabile Zone von geringer Höhenlage, so daß keine Zertalung der weitgehend ebenen Oberfläche auftrat. Ja, das Ausklingen der Sedimentation in den Restbecken der Rio do Rasto-Schichten, in den beiden Muldenzonen, deutet an, daß in ihnen die epirogenen Senkungsbewegungen zum Stillstand gekommen waren. Vielleicht gab es in der Zeit des Hiatus noch schwache Hebungen in der Schwellenzone, die die Ablagerungen der Passa Dois-Serie völlig der Abtragung zum Opfer fallen ließen.

Die São Bento-Serie setzt mit der äolisch-ariden Sedimentation des Botucatú-Sandsteins ein. Äolische Sedimentation ist weniger ausgeprägt eine auf Beckenzonen sich konzentrierende Sedimentanhäufung als aquatische Sedimentation. Schlüsse aus der Mächtigkeitsverteilung sind daher nur mit Vorsicht möglich. Soweit indessen die vorliegenden Beobachtungen ein Urteil gestatten, scheint die Porto Alegre-Aquidauana-Schwelle als Scheide zwischen zwei Sedimentationsbereichen auch jetzt eine gewisse Rolle zu spielen, wenngleich auch im Schwellenbereich eine geschlossene Decke des äolischen Sandsteins vorhanden ist. Im Gebiet der nördlichen Muldenzone herrschen monotone äolische Sandsteine von z. T. 200 m übersteigender Mächtigkeit vor. Im nördlichen Randgebiet (nördliches São Paulo) schalten sich auch fluviatile Geröllhorizonte ein, die, wie F. F. M. de Almeida zeigte, auf gelegentlichen Zufluß in die Muldenzone hinein von dem nordöstlich vorgelagerten und größere Höhe erreichenden Kristallingebiet hindeuten. In Süd-Minas Gerais und Süd-Goiás transgredieren die äolischen Sedimente z. T. über die alte Grenzlinie zwischen dem Nord- und dem Paraná-Block auf das Kristallin; erst diese ausgesprochen äolische Sedimentation vermag diese Grenzlinie etwas zu verwischen.

Im Gebiet der südlichen Muldenzone sind aquatische Einflüsse in der Sedimentfolge wesentlich verbreiteter. Im zentralen Rio Grande do Sul wird der untere Teil des Botucatú-Sandsteins durch die Santa Maria-Schichten eingenommen, in denen sich limnisch-lakustre Horizonte von relativ großer Mächtigkeit einschalten. Die hier sich findende reiche Reptilfauna ermöglichte F. v. Huene eindeutige Horizontbestimmung als Obertrias. Die begleitende Thinnfeldien-

Flora bestätigt dies. Im südlichen Paraguay spielen nach HARRINGTON fluviatile geröllführende Horizonte eine erhebliche Rolle im Botucatú-Sandstein (hier als Missiones-Sandstein bezeichnet). In Uruguay, wo man den Sandstein Tacuarembó-Sandstein nennt, fanden sich seltene Semionotus-ähnliche Fische.

In den argentinischen Pampas, d. h. westlich des heutigen Paraná-Beckens, zeigten Tiefbohrungen, daß die Äquivalente des Botucatú-Sandsteins Mächtigkeiten bis 1000 m erreichen, wobei aquatische Fazies eine erhebliche Rolle spielt. Vielleicht hat sich hier eine Art Vortiefe vor den jungpaläozoischen oder altmesozoischen Gondwaniden im Westen gebildet, und vielleicht beeinflußte diese Zone auch gelegentlich die Sedimentation der südlichen Melo-Assunción-Mulde. Alles in allem deuten diese Befunde auf ein Fortbestehen der seit dem Devon herrschenden epirogenen Strukturen und Tendenzen auch noch in der Zeit des Botucatú-Sandsteins.

Auf etwas muß noch hingewiesen werden: Die Art der Auflagerungsfläche des Botucatú-Sandsteins zeigt, daß der Neubeginn der Sedimentation in der Obertrias nach dem langen Hiatus offenbar nicht durch tektonische Vorgänge ausgelöst ist.

Die Passa Dois-Serie (Unterperm) ist, trotz des fast völlig fehlenden Untergrundreliefs, fast ausschließlich durch klastische Sedimentation bestimmt (Sandsteine, vor allem Feinsandsteine und Tone); chemische Sedimentation fehlt fast völlig. Die in die Terezina-Schichten sich einschaltenden Kalkbänke machen im Gesamtprofil ungefähr 2% aus. Rotfärbung dieser Sedimente ist durch rezente Verwitterung bedingt; in den Bohrproben herrschen bei all diesen Sedimenten die gleichen dunkelgrauen Farben wie in der Glazialserie. Auf das auffällige Vorherrschen klastischer Sedimentation hat jüngst auch RICH hingewiesen. Dieser Sedimentcharakter sowie auch der kaum veränderte Fortbestand der Glossopteris-Flora deuten auf Weiterbestehen eines kühl oder gemäßigt humiden Klimas, wenn auch nicht mehr in so extremer Form wie in der vorausgehenden Glazialperiode. Die gleichaltrigen Ecca-Schichten in Südafrika deuten in gleicher Richtung.

Wenn in der Zeit des Hiatus, nach Abklingen der Senkungsbewegung in den Muldenzonen, die Sedimentation ganz zum Stillstand kommt, so könnte man das mit ähnlichen gemäßigt-humiden Klimabedingungen durchaus in Einklang bringen, da unter diesen Bedingungen relieflose, niedrig gelegene Ebenen im Zustand des Gleichgewichts ohne Abtragung und Sedimentation verharren. Die im Karroo-Becken vorhandene, zeitlich dem Hiatus entsprechende Beaufort-Serie, die wie im Bereich des heutigen Paraná-Beckens auch in Südwestafrika durch einen Hiatus vertreten wird, weist ebenfalls auf Fortbestehen humider Bedingungen mit nur langsamer und geringer Erwärmung. Wenn nun — in Südafrika ganz ähnlich mit der Stormberg-Serie — in der Obertrias in weiter Verbreitung äolische Sedimentation einsetzt, so deutet das auf einen raschen und durchgreifenden Klimawechsel in Richtung auf ein warm arides Klima, das in dem weiten Flachland eine äolische Aufarbeitung, Umlagerung und Wiederablagerung der vorwiegend klastischen älteren Sedimente bedingt. Der plötzliche, weiträumige Neubeginn der Sedimentation in der São Bento-Serie ist also Ausdruck eines tiefgreifenden Klima-Wechsels, der sich auch in den obersten Gliedern der südafrikanischen Beaufort-Serie im sehr ausgeprägten Wandel des Florencharakters zur Thinnfeldia-Flora bestätigt.

Die äolische Sedimentation des Botucatú-Sandsteins ist jedoch nur der Auftakt zu dem entscheidenden Ereignis der Zeit der São Bento-Serie: Die durch ihr gewaltiges Ausmaß fast einzig dastehenden Effusionen basaltischer Laven.

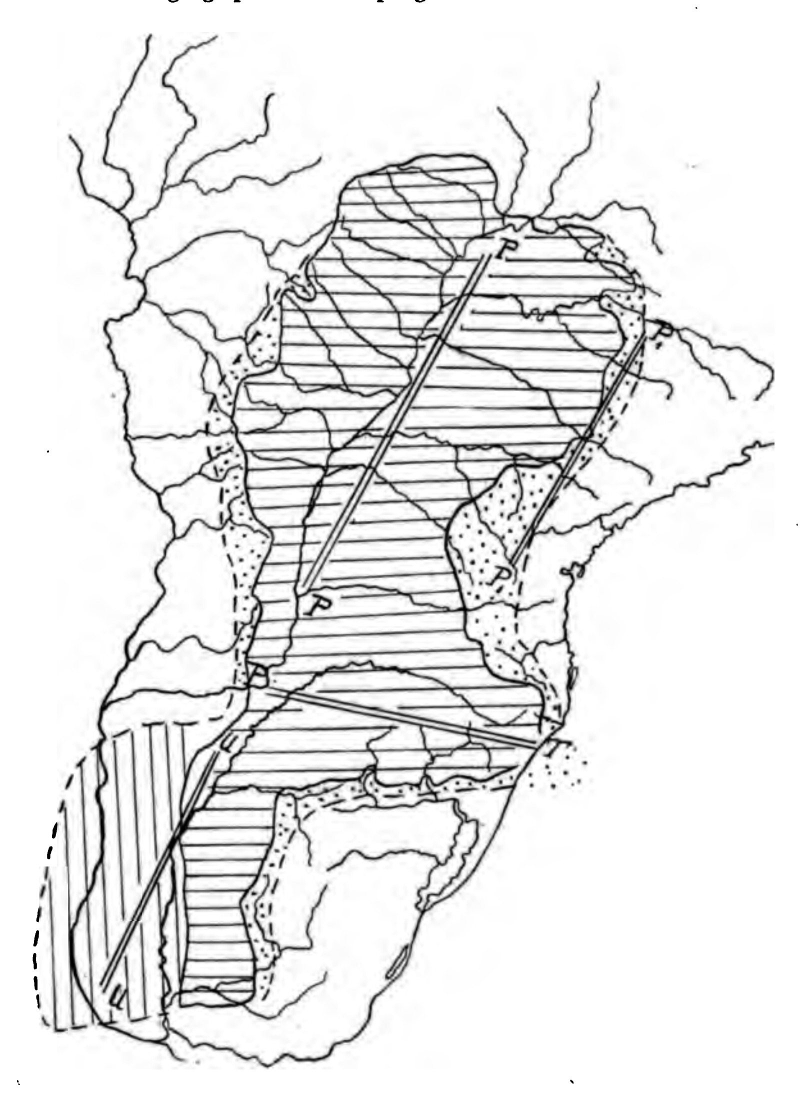


Abb. 3. Die Basalt-Effusionen des Paraná-Beckens. Horizontal schraff.: Heute erhaltene Basaltdecke. Vertikal schraff.: In der Paraguay-Senke eingebrochener Teil der Basaltdecke. Punktiert: Durch Abtragung zerstörte Randteile der Basaltdecke. P—P: Achse des Paraná-Teilbeckens. P₁—P₁: Östl. Lieferzone im Paraná-Teilbecken. U—U: Achse des Uruguay-Teilbeckens. P—T: Achse des Torres-Posadas-Querbeckens.

die sich als geschlossene und mächtige Decke fast über den gesamten Bereich der Gondwana-Formationen des heutigen Paraná-Beckens legen. Schon V. LEINZ hatte gezeigt, daß es sich um gewaltige, in mehreren Etappen erfolgende und daher mehrere übereinanderliegende Decken bildende Ausflüsse aus tief aufgerissenen Zerrspalten handelt. Daß die durch Zerrbeanspruchung bewirkte Spaltenbildung den Lava-Ergüssen vorausgeht und sie auslöst und ermöglicht, hat auch PUTZER neuerdings bestätigt. Schon daraus erhellt, daß nunmehr völlig andere tektonische Bedingungen herrschen; in dem weiträumig gewellten, nur

langsame epirogene Hebungs- und Senkungsbewegungen geringen Ausmaßes zeigenden Gebiet fehlten bis dahin jegliche Anzeichen einer Zerrbeanspruchung. Eine solche aber ist es, die nunmehr offensichtlich die beherrschende Rolle spielt.

Die klaffenden Zerrspaltenzonen, die Aufstiegs- und Lieferungsweg für die Deckenergüsse bildeten, scheinen in Paraná und São Paulo in der Hauptsache N—S- und NNE—SSW-Richtung zu zeigen. Die Hauptlieferungszone dürfte nach LEINZ in der östlichen Randzone der großen Lava-Decken liegen; eine weitere, gleicher Richtung, kann man in dem durch den Paraná-Oberlauf bestimmten zentralen Bereich vermuten. Im Süden (Rio Grande do Sul und Uruguay) nahm LEINZ mit guten Gründen eine analoge Zone von Lieferungsspalten, gleicher Streichrichtung, im Bereich des Uruguay-Unterlaufes an. Diese südliche axiale Lieferzone des Uruguay liegt nicht in der unmittelbaren Fortsetzung der nördlichen im Paraná-Oberlauf, sondern ist schwach nach Westen versetzt. Zwischen beiden, sie trennend, liegt eine, ebenfalls von LEINZ erkannte, quer dazu, d. h. ungefähr E—W verlaufende Liefer- und Spaltenzone in der Linie Torres—Posadas. Außer diesen hauptsächlichen und das Gesamtbild bestimmenden Lieferzonen gibt es zahlreiche kleinere Ausfluß-Spalten, zum großen Teil den genannten parallel streichend, z. T. auch bis in die NW-Richtung streuend, wie die Befunde vor der Basaltdecken-Landstufe in Santa Catarina (PUTZER) und Paraná (MAACK, BEURLEN) erkennen lassen.

Es herrscht nun also nicht nur eine ausgesprochene Zerrbeanspruchung, sondern es weicht der Plan dieser neuen Beanspruchung mit seinen Richtungen völlig von den bis dahin bestimmenden SSE—NNW-streichenden Achsenlinien ab. Die NNE streichende Hauptrichtung verläuft parallel der Atlantikküste und den Strukturlinien des spät-algonkischen Gebirges im kristallinen Unterbau. Sie schneidet schiefwinklig durch die Achsen der paläozoischen Mulden- und Schwellenzonen. Die Zerrtektonik der Effusionsphase reißt die Spalten in Anlehnung an die Strukturlinien des Kristallin sowie quer dazu auf.

Jetzt erst und im Rahmen dieses neuen Beanspruchungsplanes entsteht die weite Basaltschüssel der Paraná-Mulde mit ihren typischen Struktur-Elementen und der NNE streichenden Längsachse; sie entsteht aber nicht als einheitliche Schüssel, sondern ist aus 3 Teilelementen zusammengesetzt: dem Paraná-Becken im engeren Sinn mit der Achse im Paraná-Oberlauf, dem Uruguay-Becken mit der Achse im Uruguay-Unterlauf — beide mit NNE-Streichen — und dem Torres-Posadas-Querbecken, das beide trennt mit ungefähr E—W streichender Achse. In der Torres-Posadas-Quermulde bricht der Nordteil des Südabschnitts der früheren Porto Alegre-Aquidauana-Schwelle ein und sinkt in die Tiefe; bei Torres kommt schon die São Bento-Untergrenze, die in Nord-Santa Catarina und Paraná und São Paulo auf etwa 800—900 m Meereshöhe liegt, unter den Meeresspiegel zu liegen. Die Mulden-Achse des Paraná-Beckens (i. e. S.) läßt den mittleren Abschnitt der alten Schwellenzone einsinken. Von der alten Schwelle bleibt der südliche Abschnitt stehen, den man heute als riograndensischen Schild bezeichnet; ebenso das nordwestliche Ende in der Serra Bodoquena.

Die Phase der Basalt-Effusionen ist also das entscheidende Ereignis in der Geschichte der Paraná-Mulde. Der bis dahin herrschende, konservativ die ganze paläozoische Entwicklung bestimmende und wohl auch noch in der unteren Trias bestehende epirogene Strukturplan verschwindet und wird durch die nunmehr rasch entstehende neue Struktur des Paraná-Beckens überwältigt und ersetzt. Der neue Bauplan bestimmt die Entwicklung bis zur Gegenwart.

Diese plötzliche und durchgreifende Überwältigung eines bis dahin außerordentlich konservativen Bauplans, das unvermittelte Auftreten einer kräftigen

Zerrbeanspruchung, die die Kruste weit und tief aufreißt, wie daraus hervorgeht, daß die Hauptzerrspalten sich an die Strukturlinien des kristallinen Gebirges halten, sowie das damit verknüpfte, fast einmalige Ausmaße annehmende Ausfließen basaltischer Lava — all dieses macht die Annahme notwendig, daß es sich um Folgeerscheinungen eines umfassenderen, einmaligen und sehr tiefgreifenden Geschehens handelt.

Daß der paläozoische Gondwana-Kontinent und insbesondere Südamerika und Afrika in einem sehr engen unmittelbaren Verband standen, läßt sich heute wohl kaum mehr bezweifeln. Die Übereinstimmungen in der Geologie des südwestlichen Afrika und des atlantischen südlichen Südamerika sind viel enger als etwa seinerzeit du Toit annehmen konnte. Jeder Fortschritt in der Kenntnis der Geologie des atlantischen Südamerika hat die Übereinstimmungen mit dem südwestlichen Afrika vermehrt, während das pazifische Südamerika völlig abweichende Verhältnisse zeigt. Die Übereinstimmungen sind solcher Art, daß sie durch weitgespannte Landbrücken nicht erklärbar sind. Die Annahme einer wesentlich südlicheren, dem Südpol genäherten Lage der Gondwana-Kontinente, die ich schon vor langen Jahren gemacht habe und die sich mir in den letzten Jahren der Arbeit in Brasilien immer mehr gefestigt hat, würde diese Kontinente zwangsläufig in einander sehr genäherte Lage bringen und auch das hier durch das ganze Paläozoikum hindurch herrschende kühle Klima verständlich machen. Eine Äquator-wärts gerichtete Verschiebung müßte ein Auseinanderreißen des großen Komplexes in meridionalen Spalten zur Folge haben und müßte infolge einer gewissen Bremswirkung gleichzeitig auch eine quer dazu gerichtete Zerrbeanspruchung hervorrufen. Ein Vorrücken nach Norden müßte gleichzeitig den Komplex in klimatisch wärmere Zonen bringen. Genau diesen Erwartungen entspricht das, was wir in der Phase der Basalt-Effusionen beobachten. Als Hauptspalte reißt der südatlantische Ozean auf, die Paraná- und Uruguay-Spalten und Lieferzonen streichen dieser Hauptspalte parallel, zwar nicht genau meridional, aber in den der Meridionalrichtung genäherten kristallinen Strukturlinien, die bei der Zerrbeanspruchung Schwächelinien darstellen. Dazu kommt die Transversalspalte Torres-Posadas. Daß gleichzeitig damit der entscheidende Klima-Umschwung eintritt, unterstreicht das nur.

Die allerdings nur geringfügige und zögernde Klimabesserung, die wir im Perm und der Untertrias feststellen, macht wahrscheinlich, daß eine langsame Nordbewegung schon vom Ende des Karbon an einsetzt, zunächst langsam und zögernd. Erst als im Zug solcher Entwicklung die latent sich entwickelnde Spannung den Schwellenwert überschritt und zum endgültigen Aufreißen führte, erfolgte eine plötzliche Beschleunigung der Entwicklung (Spaltenbildung, Lava-Effusionen, Klima-Umschwung), die aber, da dadurch die innere Spannung gelöst wurde, rasch wieder zum Stillstand kam.

Die eine lange, außerordentlich gleichförmige und gleichmäßige Entwicklung so abrupt abschneidende, die gewaltigen Lava-Effusionen auslösende Zerrspalten-Tektonik, welche das Paraná-Becken als vollkommen neues Element fast über Nacht entstehen ließ, ist sonach eine Begleiterscheinung des Aufreißens der Südatlantik-Spalte und der Trennung von Südamerika und Afrika. Dieses einschneidende Ereignis können wir als obertriassisch datieren. (Hier handelt es sich nur um den südamerikanisch-afrikanischen Anteil des Gondwana-Kontinents; im Umkreis des Indischen Ozeans liegen die Verhältnisse abweichend; doch würde es zu weit führen, in diesem Rahmen auch darauf einzugehen.)

Klimatisch bleiben die Verhältnisse während der Effusionsperiode die gleichen wie in der einleitenden Phase des Botucatú-Sandsteins. Äolische Sandsteine,

vom Typus des Botucatú-Sandsteins, schalten sich gelegentlich auch zwischen die einzelnen Basaltdecken ein. Und auch nach dem Ende der Lava-Ergüsse setzt sich kurze Zeit, wenn auch in der beschränkteren Ausdehnung vom nordwestlichen Paraná und südwestlichen São Paulo, noch eine äolische Sedimentation fort (Caiuá-Sandstein, der wohl dem unteren Jura angehört).

Damit schließt das ab, was I. C. White als Santa Catarina-System beschrieben hatte und was man heute nach Analogie mit den Verhältnissen in Südafrika und Indien als Gondwana-System zusammenfaßt. Erdgeschichtlich freilich wäre es nach den vorhergehenden Ausführungen richtiger und würde besser den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen, wenn man das Gondwana-System nach oben schon mit der Untergrenze der São Bento- und Stormberg-Serie abschlösse: denn hier wird die alte Entwicklung unvermittelt abgeschnitten und in einem tiefgreifenden Umschwung der paläogeographisch-epirogenen Bedingungen und Zusammenhänge in der Effusionsphase die Grundlage einer neuen Entwicklung geschaffen.

6. Die nachgondwanische Entwicklung

Die nachgondwanische Entwicklung des Paraná-Beckens ist gekennzeichnet durch die Strukturzüge, welche sich in der basaltischen Effusionsphase herausgebildet haben; die vorbasaltische Wellung mit ihren SSE—NNW-Achsen tritt nie mehr, auch nur andeutungsweise, in Erscheinung. Außerdem herrscht nunmehr eine zwar schwache, aber doch allgemeine Hebungstendenz; dementsprechend gibt es keine nach-gondwanischen Transgressionen mehr, ja auch — mit einer Ausnahme in der Oberkreide — überhaupt keine Sedimentation mehr. Abtragung, Zertalung des sich mehr und mehr heraushebenden Plateaus, Bildung der Schichtstufenlandschaften in den vorbasaltischen Sedimentserien, welche die innerste, das zentrale Basaltplateau umgrenzende Basaltlandstufe umgürten, das sind die Elemente, welche nunmehr die Entwicklung beherrschen. Die nachgondwanische Entwicklung kann daher nur auf dem Weg der geomorphologischen Analyse aufgeklärt werden, die aber trotz großer noch bestehender Beobachtungslücken doch schon eine Skizzierung der Grundzüge gestattet.

Das von SSW nach NNE stark in die Länge gestreckte, aus den drei Teilelementen des Paraná- (i. e. S.) und Uruguay-Beckens sowie der Torres-Posadas-Quermulde zusammengesetzte Gesamtbecken zeigt eine auffällige Asymmetrie zwischen seiner atlantischen Ost- und der paraguayschen Westflanke, auf die erstmals F. F. M. de Almeida hingewiesen hat.

An der Ostflanke liegt die Wasserscheide zwischen den in den Atlantik entwässernden Flüssen und den landeinwärts ins Beckeninnere, zum Paraná und Uruguay gehenden Flüssen, der Atlantikküste auffällig genähert, auf dem Scheitel der Serra do Mar (nur der Rio Ribeira an der Grenze von Paraná und São Paulo und der Rio Itajaí und Tubarão in Santa Catarina durchschneiden die Serra do Mar und greifen landeinwärts etwas weiter zurück). Die dem schwachen Schichtfallen konsequent folgenden, landeinwärts von der Serra do Mar fließenden Flüsse durchschneiden die Landstufen in antezedent-konsequenten Durchbruchstälern. Dieses eigenartige Verhalten einer der Atlantik-Küste stark genäherten Wasserscheide, von der die Flüsse in mehrere hundert Kilometer langem Lauf bei mäßigem Gefälle landeinwärts fließen, ist dadurch bedingt, daß die kristalline Küstenzone während dieser ganzen Perioden Hebungsbewegungen durchmachte, wobei die Hauptstörungszonen, an denen die einzelnen Blöcke aufstiegen, im allgemeinen der Küste parallel laufen, so der rückschreitenden

Erosion der atlantischen Flüsse die schwer angreifbaren Granitwände entgegenstellend. Nur wo wie im Tal des Rio Ribeira und des Rio Itajaí weichere Schiefer bis an die Küste vorstoßen, hat die rückschreitende Erosion die Serra do Mar durchsägt und die älteren Hochlandtalzüge geköpft. Daß diese Hebungsbewegungen sich bis in die jüngste geologische Vergangenheit fortsetzten, zeigen die zahlreichen Küstenterrassen, die RUELLAN in der Umgebung der Guanabara-Bucht bis in über 300 m Meereshöhe nachwies, die MAACK in Paraná feststellte und ich durch ganz Santa Catarina nach Süden weiterverfolgen konnte. Das isolierte Süßwasserkalkbecken von Itaboraí im Staate Rio de Janeiro beweist Schollenbewegungen zum mindesten seit der obersten Kreide. Daß aber auch ältere jungmesozoische Hebungen in der Serra do Mar-Zone stattfanden, deutet die Geröllführung im oberkretacischen Baurú-Sandstein an, worauf wir zurückkommen werden. Vielleicht darf man diese seit dem Mesozoikum ausgeprägte Hebungstendenz der kristallinen Küstenstreifen mit dem Aufreißen der atlantischen Spalte in Verbindung bringen; auch die afrikanische Westküste zeigt ein ähnliches Verhalten; die freien Spaltenränder sind aufgekippt. Es ist ein um das Vielfache vergrößertes Analogon zum Verhalten von Schwarzwald und Vogesen am Oberrheintalgraben.

An der Westflanke liegt die Wasserscheide zwischen den zentripetal, beckenwärts entwässernden und den nach außen, d. h. in den Paraguay-Fluß gehenden Flüssen an der Oberkante der Basalt-Landstufe, d. h. auf der innersten Landstufe des Beckens; von hier aus fließen die Paraguay-Zuflüsse obsequent gegen das Schichtfallen in die junge Paraguay-Niederung. Das ist die Folge des vermutlich im jüngeren Alttertiär erfolgten Einbruchs der Paraguay-Senke, die im Miozän (Entrerrio-Transgression) sogar unter den Meeresspiegel absank und dementsprechend eine energische rückschreitende Erosion veranlaßte, die bis an die Basaltstufe zurückgriff, diese sogar noch nach Osten zurückdrängend, wie die an der Basaltoberkante geköpften Täler der Paraná-Zuflüsse zeigen. Im Süden (Uruguay-Teilbecken) bedingte dieser tertiäre Einbruch der Paraguay-Senke sogar den Abbruch und das Einsinken der ganzen Westhälfte dieses südlichen Teilbeckens. Die Basaltdecke des Uruguay-Teilbeckens hat, wie Tiefbohrungen zeigten, ihre Fortsetzung tief unter der tertiär-quartären Aufschüttung der Pampas. Diese tertiäre Einbruchszone im Westen verläuft ziemlich genau N—S, d. h. spitzwinklig zu der SSW—NNE-Achse des Uruguay-Paraná-Beckens; vielleicht steht sie im Zusammenhang mit jungen andinen Bewegungen.

Innerhalb dieses allgemeinen Rahmens kann jedoch die Entwicklung noch etwas genauer präzisiert werden.

Im nördlichen Teilbecken (Paraná-Becken i. e. S.) bildete sich im Jungmesozoikum eine zentripetale Entwässerung, die in São Paulo von der Serra do Mar nach Westen gegen den heutigen Paraná-Oberlauf zu gerichtet war und in Paraná von der Serra do Mar aus nach N und NW ging (der Lauf des Tibagí und der Oberlauf des Ivaí in Paraná sind erhalten gebliebene Stücke dieses alten Entwässerungssystems). Im Westen (Süd-Mato Grosso) entstand eine ostwärts gerichtete, zentripetale, konsequente Entwässerung, die von der heutigen Serra Bodoquena ihren Ursprung nahm. In der Oberkreide erfolgte in den zentralen Beckenteilen (d. h. im Bereich des heutigen Grenzgebietes zwischen São Paulo und Süd-Mato Grosso) eine rasch sich steigernde Aufschotterung, die bald auch flußaufwärts zurückgriff, die alten Talläufe verschüttend. So wird dieses ganze Becken von oberkretacischen Fluß- und Seeablagerungen aufgefüllt. Das ist der Baurú-Sandstein, dessen Alter durch seine Reptilfauna als oberkretacisch (senonisch) festgelegt ist. Die Geröllführung im Baurú-Sandstein bestätigt das Einzugsgebiet der jungmesozoischen, zentripetalen Entwässerung im nördlichen

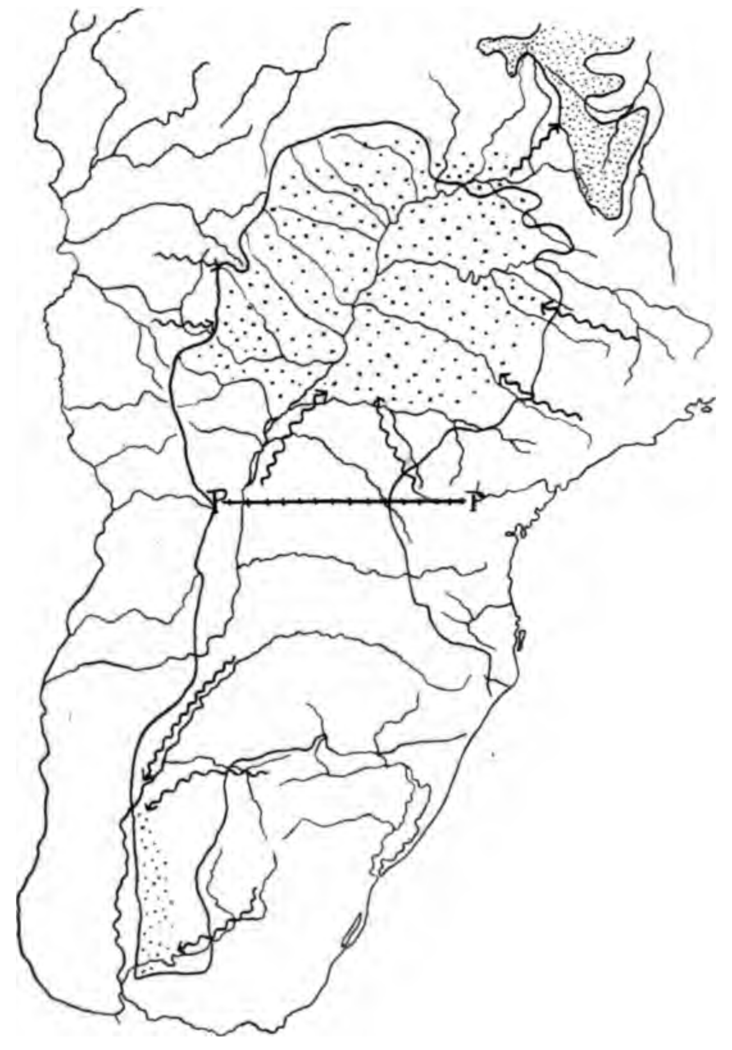


Abb. 4. Das Paraná-Becken im Jungmesozoikum. Weit punkt.: Baurú- und Uruguay-K mulde. Fein punkt.: Urucuia-Sandstein im São-Franzisco-Becken. P—P.: Paraná-Quersd Schlängellinien: Jungmesozoische Entwässerung.

Paraná-Becken aus der Serra do Mar in Paraná und São Paulo im Oste Südosten und von der Serra Bodoquena im Westen. In Süd-Mato Grosso achtete ich weite vor-baurú-zeitlich ausgeräumte Talzüge auf dem Basaltpl die an der Basaltlandstufe abgeschnitten und von Baurú-Sandsteinen schüttet sind, woraus hervorgeht, daß damals das Basaltplateau mit seine sequent-zentripetalen Entwässerung bis an die Serra Bodoquena reichte.

Dieses limnisch-fluviatil verschüttete Baurú-Becken im nördlichen P Teilbecken beschränkt sich auf dessen nördliche Hälfte (São Paulo, Süc Grosso), transgrediert aber über dessen Nordgrenze in den Süden von Gerais und hat im heutigen Becken des São Francisco eine Fortsetzung i gleichaltrigen, ebenfalls fluviatil-limnischen Urucuia-Sandstein. Im Berei

ıltpaläozoischen Bambuí-Beckens hat sich also offenbar in Jung-Mesozoikum eine ıeue Einmuldung gebildet von relativ geringer Höhenlage (das heutige São ⁼rancisco-Becken); in diese, d. h. nach Norden, entwässerte also das Baurú-3ecken; der Vorläufer des Paraná-Oberlaufs gehörte im Jungmesozoikum einem ıach Norden gerichteten Entwässerungssystem an, dem Vorläufer des heutigen ;ão Francisco. Das wird bestätigt dadurch, daß das Baurú-Becken und die 3aurú-Sedimentation sich nicht über den Paranapanema-Fluß nach Süden, nach 'araná hinein fortsetzt, daß vielmehr dieser südliche Raum nach Norden entvässerte (Tibagí, Ivaí). Hier in Paraná, im Südabschnitt des nördlichen Teil-›eckens, zwischen der Baurú-Mulde und der Torres-Posadas-Quermulde hat sich ·ine breite flache Querschwelle gebildet, die Paraná-Querschwelle. Sie bildet sich larin ab, daß die ganzen Schichtstufen, von der äußeren Devon-Stufe bis zur nneren Basaltstufe, die in São Paulo der Beckenachse parallel, NNE—SSW streihen, in Paraná einen tiefen einspringenden Bogen bilden, so daß das Basalt-›lateau hier eine kräftige Einschnürung zeigt, während auf der anderen Seite las östlich vorgelagerte Kristallinplateau von Curitiba sich stark verbreitert. nfolge der größeren Höhenlage auf der Paraná-Querschwelle haben die von hier ommenden Oberläufe der zentripetal-konsequenten Flüsse stärkere Erosions-:raft besessen und daher die Schichtstufen energischer und weiter zurückveregen können. Die außerordentliche Häufigkeit von Basaltspalten in dem hier ehr breit freigelegten Gebiet der tieferen Gondwana-Schichten, zwischen der 3asalt- und der Devonstufe, die noch im Gebiet von Ponta Grossa auftreten, :eigt, daß hier in der Tat die Basaltdecke ihren Rand weiter zurückgelegt hat ıls etwa in São Paulo.

Die schon im Mesozoikum angelegte und zunächst die Süd-Entwässerung les Baurú-Beckens verhindernde Paraná-Querschwelle ist als Zone schwacher Hebung bis in die Gegenwart hinein bemerkbar. Der Paraná-Oberlauf, nach ›einer Richtungsumkehr gegen Süden, fließt bis zu den Wasserfällen der Sete Quedas in Paraná, d. h. bis auf den Scheitel der Querschwelle träge in einem ›reiten, flachen, inselreichen Bett inmitten einer breiten Aufschotterungsebene lahin; von den Sete Quedas aber nach Süden bis Posadas, d. h. von dem Scheitel ler Schwelle in die Torres-Posadas-Quermulde hinein in sehr raschem Lauf, in ›ngem tiefem Bett ohne jede Spur von Aufschotterungen.

Ein kleineres spiegelbildliches Gegenstück zu dem nördlichen Baurú-Becken inden wir im Uruguay-Unterlauf. Der auf dem Basaltplateau westlich von Torres ›ntspringende und in der Achse der Torres-Posadas-Quermulde nach Westen flie-3ende Pelotas, der nach Erreichen der Uruguay-Muldenachse in südliche Richung abbiegt, nun als Uruguay bezeichnet, sowie die westlichen, vom riograndenischen Schild kommenden Zuflüsse des Uruguay, vor allem der Ibicuí und Rio Negro, stellen die schon im Mesozoikum angelegte, zentripetal-konsequente Entvässerung im Ostteil des Uruguay-Teilbeckens dar. Auch sie bildeten in ihrem Jnterlauf eine dem Baurú-Sandstein ähnliche, die gleiche Reptilfauna führende luviatil-limnische Aufschüttung, deren Geröllführung das mesozoische Alter lieses Entwässerungssystems vom riograndensischen Schild nach dem Uruguay ›estätigt. Da der riograndensische Schild jedoch nicht unter dem Einfluß der tarken jungmesozoischen und tertiären Hebungen stand wie der Küstenstreifen 'on Santa Catarina, Paraná und São Paulo, es infolgedessen nicht zur Heraus-›ildung des stark herausgehobenen Serra do Mar-Walles kam, konnte hier die ückschreitende Erosion der atlantischen Flüsse sich freier entwickeln; sie, vor ıllem der Camaquã-Fluß und der Jacuí mit seinen Zuflüssen, sind in starkem Vordringen gegen das Fluß-System des Uruguay, vor allem im Pelotas-Oberlauf.

Hydrographie und Geomorphologie der großen Basaltschüssel stehen somit im Jungmesozoikum noch ganz im Zeichen der ersten Anlage in drei Teilelementen; und das wird noch besonders unterstrichen durch die nordwärts gerichtete Entwässerung des nördlichen Teilbeckens und die Bildung der Paraná-Querschwelle. Die Wende, welche die Inversion des Paraná-Oberlaufs und damit die hydrographische Überwindung der Paraná-Querschwelle, den Anschluß des Paraná-Oberlaufs an das südliche Entwässerungssystem, bedingt und so die Verschmelzung der drei Teilelemente zu dem heutigen einheitlichen Paraná-Gesamtbecken hervorruft, erfolgt im Anschluß an den Einbruch der westlichen Paraguay-Niederung und als Folge davon.

Dieser Einbruch hat unmittelbar vor dem Westrand der Basaltschüssel eine tiefliegende Erosionsbasis geschaffen, die in der Zeit der Entrerrio-Transgression (Miozän) sogar auf Meeresniveau absank, zwischen der und dem Beckenrand nicht eine der Serra do Mar entsprechende Hebungszone lag. So konnte vom Westen her eine energische rückschreitende Erosion gegen das Basaltplateau vordringen. In Süd-Mato Grosso und Nord-Paraguay entstanden die Fluß-Systeme des Apa, Miranda und Aquidauana, die den Basaltrand in die heutige Lage zurückdrängten und die alten konsequenten Fluß-Systeme auf dem Basaltplateau köpften und ihrer Oberläufe beraubten. Weiter im Süden, wo die N—S-verlaufende Einbruchszone mehr und mehr an die Muldenachse der Basaltschüssel heranrückte, da sie spitzwinklig zu dieser verläuft, konnte diese rückschreitende Erosion bis an die Muldenachse vorstoßen und damit zum Sammler der zentripetal in die Muldenachse sich sammelnden Entwässerung werden. Gleichzeitig fanden vom Alttertiär an Hebungen in Süd-Minas-Gerais statt (D. GUIMARÃES), welche das Baurú-Becken vom Urucuia-Becken der São Franzisco-Region trennten und die Nord-Entwässerung des Baurú-Beckens zur Inversion nach Süden zwang. Die nach Norden gewandte zentrale Entwässerungsader des früheren Baurú-Beckens wurde dadurch schließlich zum Oberlauf, des von Süden, von Posadas her, mehr und mehr auf die Paraná-Querschwelle zurückschreitenden jungen Entwässerungssystems zur Paraguay-Niederung. Während also das Entwässerungsnetz des Uruguay-Teilbeckens und das Fluß-System des Uruguay im wesentlichen auch heute noch den schon im Mesozoikum angelegten Linien folgt, ist das Fluß-System des Paraná-Oberlaufs in seiner heutigen, nach Süden gerichteten Form erst eine junge, aus verschiedenen Abschnitten zusammengefügte Bildung. Erst durch sie hat die als Paraná-Becken bezeichnete große Basaltschüssel Südbrasiliens ihre heutige, scheinbar einheitlich geschlossene Prägung bekommen, indem die durch die Basalt-Effusionen hervorgebrachten Teilelemente endgültig zu einer hydrographisch-geomorphologischen Einheit verschmolzen sind.

Schriften

Ebenso wie ich mich in den vorhergehenden Ausführungen auf Herausarbeitung der wichtigsten Zusammenhänge beschränken mußte, unter Verzicht auf speziellere Begründung, beschränke ich mich auf die Angabe einiger weniger, wichtiger Arbeiten. Eine ausführliche Bibliographie über die Geologie des Paraná-Beckens wird der erwähnten Monographie beigegeben werden.

DE ALMEIDA, F. F. M.: Relêvo de „cuestas" na bacia sedimentar do rio Paraná. — Bol. Paulista de Geografia 3, São Paulo 1949.

— Botucatú, a triassic desert of South America. — 19. Congr. Géol. Internat. Alger 1952.

BEURLEN, K.: A idade geológica da formação Anitápolis e considerações sôbre Oliveirania Santa Catarinae. — Anais Acad. Bras. Ciênc. 24, Rio de Janeiro 1952.

— Estratigrafia e Paleografia das formações gondwânicas no Sul de Brasil. — DNPM, Div. Geol. Miner. Not. prelim. e stud. 59, Rio de Janeiro 1953.

- Uma comparação do „inlandsis“ quaternário europeu com o gondwânico sul-brasileiro. — An. Acad. Brasil. Ciênc. 26, Rio de Janeiro 1954.
- La paléogéographie de la glaciation gondwanienne au Brésil méridional. — Congr. géol. internat. 19, Alger, fasc. 15, Alger 1954.
- La paléogéographie du continente de Gondwana. — 19. Congr. géol. internat. Alger, fasc. 15, Alger 1954.

EURLEN, K., MARTINS, E., und SENA SOBRINHO, M.: As formações gondwânicas no Rio Grande do Sul. — Bol. d. Museu Nacional 22, N. S. Geol. Rio de Janeiro 1955.

E CARVALHO, P. FR.: Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. — Serv. geol. e miner. Brasil, Bol. 66, Rio de Janeiro 1932.
- Reconhecimento geológico ne Estado de Santa Catarina. — Serv. geol. e miner. Brasil, Bol. 92, Rio de Janeiro 1938.

U TOIT, A.: A geological comparison of South America with South Africa. — Carnegie Instit. of Washington, Publ. 381, Washington 1927 (eine portug. Übersetzung mit ergänzenden Bemerkungen ist 1954 in Rio de Janeiro erschienen).

E FREITAS, R. O.: O conglomerado do Baú. Univ. São Paulo, Faculd. Filos. — Ciênc. e Letras, Bol. 50, Geologia nr. 2, São Paulo 1945.

UIMARÃES, D.: Arqui-Brasil e sua evoluçâo geológica. — DNPM, Div. Formento Bol. 88, Rio de Janeiro 1951.

[ARRINGTON, H. J.: Geologia del Paraguay oriental. Faculd. Ciênc. exactas fisic. y natur. — Contrib. cientific. ser. E, Geol. 1, Buenos Aires 1950.

HUENE, F.: Die fossilen Reptilien des südamerikanischen Gondwanalandes an der Zeitenwende. — Tübingen-München 1935—1943.
- Das unterpermische Alter aller Mesosaurus führenden Schichten. — Centr.-Bl. f. Miner. usf. Abt. B, Stuttgart 1940.

EINZ, V.: Contribuição à geologia des derrames basálticos do Sul do Brasil. — Univ. São Paulo, Fac. Filos. Ciênc. e Letras, Bol. 103, Geol. nr. 5, São Paulo 1949.

EINZ, V., BARBOSA, A. F., und TEIXEIRA, E. A.: Mapa geológico de Caçapava-Lavras. Secr. d. Est, Negócios de Agricultura ect., Est. d. Rio Grande do Sul. Bol. 90, Porto Alegre 1941.

IAACK, R.: Breves notícias sôbre a Geologia des Estados do Paraná e Santa Catarina. — Arqu. Biol. e Tecnologia, 2, Curitiba 1947.
- Espessura e seqüência dos sedimentos quaternários no Litoral do Estado do Paraná. — Arqu. Biol. Tecnol. 5/6, Curitiba 1950/51.
- O desenvolvimento das camadas gondwânicas do Sul de Brasil e suas relações com as formações Karru da Africa do Sul. — Arqu. Biol. Tecnol. 7, Curtibia 1953.

UTZER, H.: Diastrofismo „germanótipo“ e sua relação com, o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. — Bol. Soc. Brasil. d. Geologia, 2, São Paulo 1953.

ICH, J. M.: Problems in Brazilian Geology and Geomorphology, suggested by reconnaissance in summer 1951. — Univ. d. São Paulo, Faculd. Filos. Ciênc. e Letras, Bol. 146, Geologia nr. 9, São Paulo 1953.

TAPPENBECK, R.: Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. — Stuttgart 1926.

/ALTHER, K.: Über ein Vorkommen von geschrammter Landoberfläche aus dem Gondwana-Glacial in Uruguay. — Centr.-Bl. f. Miner. usf. Abt. B., Stuttgart 1931.

VORTRÄGE

anläßlich der

Monatsversammlungen unserer Gesellschaft

im Winterhalbjahr 1954/55

Berlin

15. Oktober 1954

Vortrag von Herrn K. Schmidt, Berlin:

Granodiorite des Elbtals

Vortrag von Herrn W. Neumann, Berlin:

Gefügeforschung im Ruhlaer Kristallin

5. November 1954

Vortrag von Herrn Peter R. Lange, Berlin:

Als kartierender Geologe in Labrador

Als Gast des Geological Survey of Canada konnte der Vortragende in den Somm monaten des Jahres 1954 als „senior assistant“ an einer „field party“ teilnehmen. Über Kartierungsmethoden und die Arbeitsbedingungen wurde im Vortrag berichtet. Die g logischen Verhältnise und die vorläufigen Kartierungsergebnisse werden im folgenden zusa menfassend geschildert.

Das Kartierungsgebiet, Blatt „Ahr Lake“ (Maßstab 1 : 31 680, entspr. 1 inch to 1/2 mi liegt nördlich von Knob Lake, dem bedeutendsten Hämatiterzvorkommen im Innern Lab dors. Geologisch gesehen handelt es sich um den mittleren Teil des „Labrador trough“, ei Geosynklinale, die sich von Knob Lake in nordnordwestlicher Richtung bis zum westlic Nordende der Ungava Bay erstreckt, mit einer Gesamtlänge von etwa 1000 km und ei Maximalbreite von etwa 100 km.

Die Sedimente des „Labrador trough“ werden in das Proterozoikum gestellt, das einer deutlichen Diskordanz, besonders am SW-Rand des Troges, auf den Gneisen Archäikums liegt. J. M. Harrison (1952, S. 4) stellte einzelne Sedimentgruppen nach lit logischen Gesichtspunkten zusammen und veröffentlichte die folgende Formationstabelle (v einfacht).

Die unterste Gruppe in der Geosynklinale (Labrador trough), die Knob Lake Group, b sich vorwiegend aus sedimentären Gesteinen auf, einschließlich der Eisen-Formation, und w von vulkanischen Lagen unterbrochen. Auf dem Blatt „Ahr Lake“ ist nur noch der etwa 40

ERA	GROUP	FORMATION	LITHOLOGY
			Diorit, Gabbro, Serpentin, Diabas, Syenit.
Proterozoic	Doublet		Basic flows and pyroclastic rocks, quarzite, argillite, carbonaceous slates.
	Murdock		Basic agglomerate, breccia, tuff, minor basic flows, conglomerate, quarzite, argillite.
		Unconformity (?)	
	Howse		Thin bands of argillite, quarzite, and slate separated by thick sills of diorite and gabbro, possibly some basic flows.
	Knob Lake	Menihek	Mainly slate and dolomite.
		Unconformity (?)	
		Sokoman	Iron formation.
		Ruth	Slaty iron formation.
		Wishart	Mainly quarzite.
		Fleming	Mainly chert breccia.
		Denault	Mainly dolomite.
		Attikamagen	Mainly slate.
		Unconformity (?)	
Archaean	Laporte		
	Ashuanipi		

mächtige Dolomithorizont aufgeschlossen, der sicherlich in den oberen Teil der Knob Lake Group gestellt werden kann. In den Dolomiten finden sich vielfach algenartige Fossilien, die mit *Archaeozoon acadiense* verglichen werden können.

Die überlagernde Howse Group baut sich aus einer Wechsellagerung von feingebänderten Schiefern, Tonschiefern, feinen Quarziten und basischen Laven auf, die von mächtigen Diorit- und Gabbrointrusionen durchbrochen werden. Die sedimentären Gesteinskomponenten sind nur mit 20% am Aufbau der Howse Group beteiligt.

Zwischen der Howse Group und der Murdock Group verläuft eine große Störung, die als nordnordwest-streichende Überschiebung gedeutet werden kann. Die Mordock Group baut sich aus basischen, pyroklastischen Gesteinen auf, die mit klastischen Sedimenten, darunter auch Konglomerate, wechsellagern.

Die Doublet Group besteht aus basischen Laven mit sedimentären Zwischenmitteln. Die basischen Laven zeigen sehr häufig Pillowform.

Während die Intrusiva der Howse- und Murdock Group meist langgestreckte Gabbrosills sind, die sich an die geologische Struktur des Troges anpassen, handelt es sich in der Doublet Group um basische bis ultrabasische Magmatite.

Interessant ist ein Vergleich der Entwicklung im Labrador-Trog mit der in Ost-Karelien: Über dem archaischen (svekofenidischen) Grundgebirge liegt zunächst eine Quarzitgruppe mit Einschaltungen von spilitischen Diabasen, Kissenlaven und Tuffen. Darüber folgen bis 400 m mächtige Dolomite mit stockbildenden Organismen *(Carelozoon)* und schließlich Schiefer mit Hämatitlagen. Diese Folge besitzt große Ähnlichkeit mit der Knob Lake Group.

Über den schwarzen Schiefern folgt in Ost-Karelien die Vulkanitserie von Suissari, die in der Hauptsache aus basischen Laven besteht. Diese Serie scheint etwa der Zusammensetzung der in Knob Lake Group überlagernden Bildungen zu entsprechen.

Die tektonische Ausgestaltung des Labrador-Troges scheint sich auf einen relativ einfachen westvergenten Schuppenbau zu beschränken.

Schriften

HARRISON, J. M.: The Quebec-Labrador Iron Belt, Quebec and Newfoundland. — Geological Survey of Canada, Paper 52—20, Ottawa 1952.

FRAREY, M. J.: Willbob Lake, Quebec and Newfoundland. — Geological Survey of Canada, Paper 52—16, Ottawa 1952.

Officers of the Geological Survey: Geology and Economic Minerals of Canada (Third Edition). Ottawa 1947.

19. November 1954

Vortrag von Herrn A. PILGER, Krefeld:

Stratigraphie und Tektonik des Siegener Hauptsattels

Grundlage der Neukartierung des Siegerlandes bildet die Einteilung der rd. 5000 m mächtigen Folge der Siegener Schichten in Leitschichtenpartien von 40 bis 150 m Mächtigkeit. Diese sind, wie durch umfassende feinstratigraphische Aufnahmen erkannt wurde, jeweils durch einen bestimmten Typ der Sedimentation gekennzeichnet, der trotz Faziesschwankungen im einzelnen wie Auskeilen von Grauwackenbänken und Fossillinsen auf weitere Erstreckung erhalten bleibt und wiederzuerkennen ist. Eine Rolle spielt dabei auch die Vergesellschaftung markanter Leitschichtenpartien wie die Folge: milder Aheschiefer, dickbankige Grenzwacke, rauhe, unregelmäßig gepflasterte Wildflaserschichten. Die Leitschichtenpartien sind jedoch nicht paläontologisch-stratigraphisch fixiert, wie das überhaupt für geringmächtige Zonen im Siegerland bisher nicht möglich ist, und könnten auch schräg durch die stratigraphischen Altershorizonte greifen. Es sind lediglich Arbeits- bzw. Kartiereinheiten, die auf der Petrographie beruhen, wohl aber eine Gliederung der Siegener Folge ermöglichen und in der Kartendarstellung den Bau des Gebirges erkennen lassen.

In den im Siegener Hauptsattel ausstreichenden unteren Siegener Schichten ließ sich die Einteilung in Leitschichtenpartien besonders klar durchführen, da hier mehr noch als im mittleren und oberen Siegen eine Fazieskonstanz vorhanden ist. Darüber hinaus konnten deutlich aus der eintönigen Schichtenfolge herausstechende Partien neu ausgegliedert werden. Dazu gehören die sphärosideritführenden oberen Kirchener Schichten oder die Schwarzschiefer der unteren Kirchener und Betzdorfer Schichten. Besonders wichtig sind in den bisher als fossilarm geltenden unteren Siegener Schichten die zahlreichen Fossilfundpunkte, die von Wo. SCHMIDT, dem Verf. und Kölner Geologiestudenten in allen Partien des unteren Siegens gemacht werden konnten. Dabei deutet sich eine Untergliederung des Untersiegens auf Grund von Panzerfischen sowie die Verfolgung bestimmter Fossillagen auf weitere Entfernung an. Erstmals wurden auch Foraminiferen gefunden. Pflanzen, von denen *Taeniocrada* schon früher reichlich bekannt war, bilden weiter durchstreichende Horizonte, die auskartiert werden können. Neu gefunden, zuerst durch Wo. SCHMIDT, wurden *Protolepidodendron*-Arten, die sich im Siegener Hauptsattel auf den höchsten Teil des Untersiegens beschränken und wahrscheinlich als Leitfossilien angesehen werden können.

Mit Hilfe feinstratigraphischer Aufnahmen und durch Spezialkartierungen konnte der tektonische Bau des Siegener Hauptsattels ermittelt werden. Im Sinne von QUIRING bleibt er die große Aufwölbung von unteren Siegener Schichten zwischen mittleren und oberen. Er zeigt jedoch keine Großfalten, sondern besteht aus 1 bis 5 großen Schuppen, die als Gleitbretter aus dem Untersiegen-Trog gegen NW herausgefahren sind. In den einzelnen Schuppen wiederholt sich jeweils die Schichtenfolge, wobei die Schichten ganz überwiegend nach SE einfallen. Stellenweise findet sich auch Spezialfältelung, während Überkippungen nicht zu beobachten sind. Die stärkste tektonische Beanspruchung hat sich auf die nördliche Randzone des Hauptsattels konzentriert, wo dieser an 50 bis 200 m breiter Dislokationszone auf mittleres und oberes Siegen aufgeschoben ist.

Während im Siegener Hauptsattel Schuppenbau vorliegt, ist das umliegende Gebiet in den mittleren und oberen Siegener Schichten durch Falten von kleinstem bis großem Ausmaß charakterisiert. In Verbindung mit dem meist gegen NE gerichteten Eintauchen der Achsen ergibt sich daher für diese Gebiete in der Kartendarstellung ein dauerndes Umlaufen des Schichtenstreichens. In zunehmender Entfernung vom Hauptsattel läßt die Faltungsintensität nach, um dann aber gegen andere tektonische Großelemente hin wieder zuzunehmen.

In paläogeographischer Hinsicht läßt sich im unteren Siegen des Siegener Hauptsattels eine Zunahme der sandigen Komponente gegen E und NE, deren Abnahme gegen SW erkennen, so daß mit einer Sedimentzufuhr von NE zu rechnen ist. In welchem Umfange auch von N und NW her im Untersiegen Sediment eingeschüttet worden ist, läßt sich noch nicht erkennen. Von NW her dürfte jedenfalls die marine Fauna, die der Verf. im höheren Untersiegen bei Mudersbach fand, stammen. Zugleich mit der Zunahme grobklasti-

schen Materials nach Osten, nimmt in gleicher Richtung auch die Mächtigkeit des unteren Siegens erheblich ab, so daß die Annahme nicht unwahrscheinlich ist, daß sich der Untersiegen-Trog nicht allzuweit östlich von Siegen herausgehoben hat.

Ein deutlicher Zusammenhang besteht zwischen der paläogeographischen Anlage des Untersiegen-Troges und dessen tektonischer Ausgestaltung. Denn wo das Untersiegen die größte Mächtigkeit besitzt, treten im Siegener Hauptsattel auch die meisten Schuppen auf. Zusammen mit der Mächtigkeitsabnahme nach E nimmt die Zahl der Schuppen ab, bis schließlich bei Siegen nur noch eine vorhanden ist.

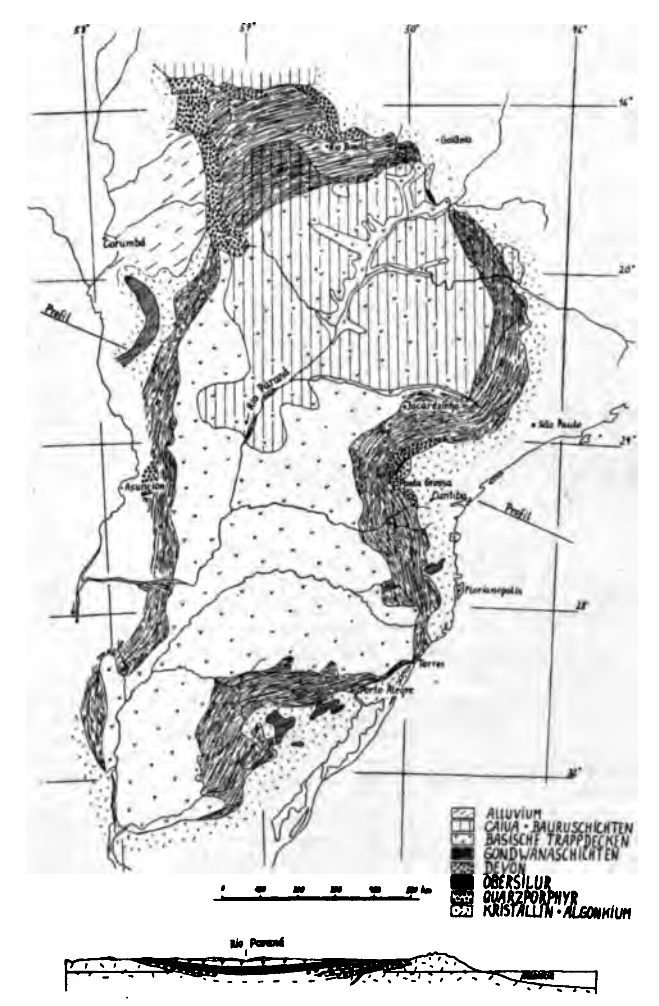
17. Dezember 1954

Vortrag von Herrn Gerhard Bischoff, Berlin:

Stratigraphie, Tektonik und Magmatismus des Paranábeckens in Paraná (Brasilien)

1 Abbildung

Im Zuge der Kartierungsarbeit des Vortragenden für den Conselho Nacional do Petrôleo, Rio de Janeiro, wurden einige neue Erkenntnisse gewonnen, über die hier kurz berichtet werden soll.



Geologische Übersichtskarte des Paranábeckens.

Stratigraphische Tabelle der Schichtfolge des Paranábeckens in Paraná

Formation	Serie	Gruppe	Stufe	Fazies	Mächtigkeit
Kreide		Baurú	Baurú-Sandstein Basiskonglomerat	terrestrisch-limnisch	
Jura	São Bento	Caiuá	Caiuá-Sandstein	äolisch	100 m
Jura / Ob. Trias	São Bento	Serra Geral	Paraná-Trappdecken u. Intertrappsandsteine, verzahnt	vulkanisch-terrestrisch äolisch	500—1000 m
Ob. Trias	São Bento	Botucatú	Botucatú-Sandstein Piramboia	äolisch fluviatil	50— 250 m
			(Santa-Maria-Sandstein) nur in Rio Grande do Sul	terrestrisch	
Winkel- u. Erosionsdiskordanz					
Sedimentationslücke					
Perm	Passa Dois	Rio do Rasto	Poço Preto Morro Pelado	paludal-limnisch	bis 300 m
			Serrinha Esperança		
		Estrada Nova	Roçinha Terezina	marin-lakustrin	130 m
			Serra Alta	brackisch	80 m
		Iratí	Oberes Iratí	brackische Sumpffazies	50 m
			Unteres Iratí		
Oberkarbon	Tubarão	Guatá	Palermo	terrestrisch-limnisch	60 m
			Rio Bonito	terrestrisch-limnisch	60—80 m
		Itararé	Taio	marin-glazial	500—1100 m
			Palmira	kontinental-glazial	
Winkel- u. Erosionsdiskordanz					
Sedimentationslücke					
Unterdevon	Campos Gerais	Barreiro	Barreiro-Sandsteine	marin	130— 250 m
		Santa Rosa	São-Domingos-Schiefer	marin	50— 70 m
			Tibagi-Sandstein	marin	18— 20 m
			Ponta-Grossa-Schiefer	marin	50— 105 m
		Furnas	Furnas-Sandstein	marin	100— 150 m
Kleine Winkeldiskordanz					
Gotlandium		Iapó	Iapó	glazial (?)	
			Quarzporphyr von Castro		
Kristallin der Açungui-Serie					

(Seitliche Klammern: Jura bis Oberkarbon = Gondwana-Schichten; Unterdevon bis Gotlandium = Prägondwana-Schichten)

Unter Paranábecken wird in Anlehnung an die neuzeitliche geologische Literatur über Südamerika das paläozoisch-mesozoische Sedimentationsbecken im Stromgebiet des Paranás verstanden. Es erstreckt sich in NNE—SSW-licher Richtung über rund 2000 km durch die Staaten Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catharina, Rio Grande do Sul, Uruguay, Argentinien, Paraguay und Mato Grosso. Die Umgebung und Unterlage dieser paläozoisch-mesozoischen Depressionszone wird von präkambrischen kristallinen bzw. metamorphen Gesteinen gebildet. Die Beckennatur des Paranábeckens macht sich bereits im Gotlandium durch Ablagerung von Sedimenten bemerkbar. Damit wird eine durch das ganze jüngere Paläozoikum und Mesozoikum anhaltende Sedimentationsperiode terrestrischer und mariner Sedimente eingeleitet. Diese Sedimentation ist durch die Folge von Trans- und Regressionen eines flachen Meeres mit genereller Absenkungstendenz des Beckens bedingt. Besonders charakteristisch sind in Paraná die Sedimente der Vereisungsperiode des Itararés, die mit der Dwykaserie Südafrikas verglichen werden können und ins Oberkarbon gestellt werden müssen. In Nordparaná gibt es fünf Tillite in diesen Ablagerungen, in Santa Catharina sind es nur noch zwei. Die Eisvorstöße kamen aus dem Raum von São Paulo und gingen nach SW (V. LEINZ).

Auf die glazialen Ablagerungen folgen die terrestrischen Schichten des Rio Bonitos mit fünf dünnen Kohlenflözen (die in Südbrasilien die Grundlage des Kohlenbergbaues bilden). Mit dem permischen Iratí (bituminöse brackische Sumpffazies) beginnt ein neuer Meeresvorstoß. Postpermisch wird das Land stark emporgehoben und zerfällt zwischen weitreichenden Störungen in viele Schollen. Während der unteren und mittleren Trias herrscht in Paraná Erosion, die eine Erosionsdiskordanz zwischen Perm und Obertrias schafft. In der Obertrias beginnt eine ausgedehnte Wüstensandsedimentation von rund 1 000 000 qkm Ausdehnung. In diese Triaswüste des Botucatúsandsteins mit kreuzgeschichteten Dünenbildungen usw. fließen die gewaltigen, etwa 800 000 qkm umfassenden basischen Lavenergüsse der Paranátrappdecken. Aufstiegsbahnen des Magmas sind die postpermischen Störungen. Von diesen Gängen gehen seitlich „Sills" (Lagergänge) in die Sedimente der Gondwanaschichten hinein. Die Wüstenfazies hält während der Lavenförderung an, denn in den Ergüssen kommen Intertrappsandsteine, äolische Ablagerungen während Ruhestadien der Förderung, vor. Schließlich folgen auf die letzten Ergüsse erneute Wüstenablagerungen des Caiuásandsteines. Die Trappdecken erreichen Gesamtmächtigkeiten bis zu 1000 m, einschließlich der Sills 1500 m.

Das Paranábecken ist in Querschwellen und Quersenken untergliedert, die zu der Längsachse des Beckens senkrecht stehen. Diese Schwellen- und Senkenbildung fällt in die Hebungsperiode zwischen Perm und Obertrias. Die Magmenoberfläche der obertriassischen Ergüsse ist ein etwa horizontaler Magmenspiegel, der diese Senken und Schwellen ausglich, so daß z. B. die Trappdecken über der Paranáschwelle (Profillinie in der Karte) nur 500 m mächtig sind, über der Torres-Posadas-Senke (Rio Grande do Sul) nach V. LEINZ über 1000 m Mächtigkeit erreichen. Senken und Schwellen setzen sich aus vielen abgesunkenen bzw. gehobenen Blöcken zusammen. Die Hauptförderzonen des Magmas liegen an den Flanken der Schwellen zu den Senken. Das Erscheinungsbild der Tektonik zeugt von Senkungs- bzw. Hebungstektonik mit vertikaler Bewegungstendenz, die vom Magma ausgeht bzw. übertragen wird.

Das Paranábecken ist mit seinem Magmatismus und seiner Sedimentation eine typische Parageosynklinale im Sinne H. STILLES. Seine Längsrichtung sowie seine Querschwellen- und Quersenkenachsen verlaufen parallel den alten Strukturlinien (Faltenachsen usw.) im kristallinen Untergrund Südamerikas, denen auch die Küstenabbrüche des Kontinentes folgen.

21. Januar 1955

Vortrag von Herrn H. QUIRING, Berlin:

Weltentstehungslehren und Geologie

18. März 1955

Vortrag von Herrn M. DONATH, Berlin:

Erzlagerstätten Jugoslawiens

Essen

5. Oktober 1954

Vortrag von Herrn W. LEGEWIE, Essen:

Zwei bemerkenswerte Funde in den Sprockhöveler Schichten (Magerkohlen)

26. Oktober 1954

Vortrag von Herrn E. Puffe, Mechernich:

Die Blei-Zink-Erzlagerstätten der Gewerkschaft Mechernicher Werke in Mechernich in der Eifel

16. November 1954

Vorträge der Herren R. Teichmüller und G. Klusemann:

Begrabene Wälder des Ruhrkarbons

Vortrag von Frau M. Teichmüller, Krefeld:

Ein verkieselter Karbontorf im Namur von Kupferdreh

Vortrag von Herrn W. Schonefeld, Essen:

Die Calamarienreste aus den Sprockhöveler Schichten (Magerkohlen)

30. November 1954

Vortrag von Herrn G. v. d. Brelie, Krefeld:

Geologische Studienreise in der Türkei

14. Dezember 1954

Vortrag von Herrn F. Hallenbach, Hannover:

Die Anwendung geoelektrischer Methoden in der Hydrogeologie

11. Januar 1955

Vortrag von Herrn W. Semmler, Essen:

Die geologische Exkursion der Geologischen Gesellschaft in der Eifel

(Anschließend Besichtigung der wiedereingerichteten mineralogisch-geologischen Sammlung der Bergschule Essen.)

25. Januar 1955

Vortrag von Herrn Wolfgang Schmidt, Krefeld:

Geologische Studienreise nach Wales und Devonshire

8. Februar 1955

Vortrag von Herrn F. W. Hünemann, Bochum:

Neuere mikroskopische Untersuchungsverfahren und ihre Bedeutung für die montangeologische und bergmännische Praxis

1. März 1955

Vortrag von Herrn A. Pilger, Krefeld:

Die Blei-Zink-Erzlagerstätten des Ruhrgebietes

Die Blei-Zink-Erzlagerstätten des Ruhrgebietes sind in den letzten Jahren geologisch-lagerstättenkundlich eingehend untersucht worden, so daß man jetzt über ihre Genese recht gut Bescheid weiß. Abgebaut bzw. aufgefahren werden die Gänge in Marl-Hüls, Essen-Borbeck und Gladbeck. Ferner finden sich kleinere Vorkommen sowie solche mit überwiegenden Gangarten und über hundert Anzeichen von Erz- und Gangmineralien auf dünnen Spalten und Klüften. Die Untersuchungen haben ergeben, daß sich alle Vorkommen und Anzeichen zu einer einheitlichen Erzprovinz zusammenfassen lassen, innerhalb der die Einzelvorkommen aber wieder ihren eigenen Typ verkörpern.

Bauwürdiges Erz ist an die Querstörungen gebunden, die meist als Sprünge oder Schrägabschiebungen in Erscheinung treten. Hier findet sich das Erz an deren Kreuzungsstellen mit den Sätteln. Vererzt können sowohl die großen Querstörungen wie der Tertius mit 700 m Seigerverwurf als auch die mittleren und kleinen sein. Das Störungsgebirge bzw. das Ganggestein besteht aus dem dislozierten Flözführenden mit Sandstein, Sandschiefer, Schieferton und Flözresten. Unter diesen sind die Sandschiefer für die Vererzung am günstigsten, da sie bei der tektonischen Beanspruchung zu einzelnen Bruchstücken zerfallen und mit Erz und Gangart verkittet das für das Ruhrgebiet typische Brekzienerz ergeben.

Unterschieden werden die 1. und die 2. Generation. Die 1. Generation ist während der Entstehung der Querstörungen bzw. Sprünge ausgeschieden worden, folgt deren Richtung und ist mit dem Ganggestein besonders eng zu Brekzien verbacken. Die Ausscheidungsfolge läuft, mit Rekurrenzen, über Quarz, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz zu Quarz, wobei Zinkblende und Bleiglanz bauwürdig werden. Dementsprechend ist auch eine deutliche Teufenstufe entwickelt, bei der zur Teufe hin Zinkblende und Quarz, schließlich nur noch Quarz, und nach oben, innerhalb der Gänge, Bleiglanz zunehmen. Da die Gänge vom Sattel zur Mulde einschieben, erkennt man diese Ausscheidungsfolge auf den entsprechenden Sohlen auch horizontal streichend. Gleichfalls findet sie sich aber auch horizontal querschlägig vom Liegenden zum Hangenden, woraus sich u. a. ergibt, daß sich die Störungen vom Liegenden zum Hangenden hin entwickelt haben und dabei gleichzeitig die Erzlösungen aufgestiegen sind. Alle diese Merkmale liefern außerdem den Nachweis, daß es sich bei den Gängen des Ruhrgebietes um solche ascendent-hydrothermaler Natur handelt.

Die 2. Generation folgt den diagonal verlaufenden Blattverschiebungen und schneidet mit ihnen sowohl die Querstörungen und Sprünge als auch die 1. Generation. Sie erscheint in drei Richtungen, WNW—ESE, etwa N—S und NW—SE. Entweder tritt in einem Gang eine der Richtungen mit einer bestimmten Mineralparagenese vorherrschend auf, oder es finden sich zwei Richtungen, von denen jede aber eine andere Ausscheidungsfolge der 2. Generation führt. Wieder ist zu bemerken, daß Entstehung der Störungen und Ausscheidung der Erze und Gangmineralien genau parallel laufen. Da die tektonischen Richtungen dabei wechseln oder sogar stark verspringen, sitzen die verschieden alten Mineralparagenesen der 2. Generation immer anderen Richtungen auf. Die 2. Generation beginnt mit einer typischen Rejuvenation, die sich in der 2a-Generation mit einer zweiten starken Verkieselung, einer häufig sehr dunklen Zinkblende, Funken von Kupferkies und Bleiglanz sowie Drusenquarz und Pyrit äußert. 2b- und 2c-Generation sind im Ruhrgebiet am weitesten verbreitet. Die 2b-Generation bringt bauwürdiges Bleierz und reichlich Schwerspat, der einerseits in den älteren Blättern eingeregelt, anderseits durch die jüngeren Blätter wieder gestört ist. Daraus ergibt sich, daß er ebenfalls wie die Erze aszendent-hydrothermaler Natur ist. Die 2c-Generation bildet mit etwas Bleiglanz, ungeregeltem Schwerspat, viel Kalkspat und Markasit die letzten Ausscheidungen sowohl der 2. Generation als auch der gesamten Vererzung des Ruhrgebietes.

Die Falten des Ruhrkarbons sowie die Querstörungen (Sprünge und Schrägabschiebungen) und die Blattverschiebungen gehören dem gleichen, einzeitigen Gebirgsbau an und sind kurz hintereinander in der asturischen Faltungsphase zu Ende des Karbons entstanden. Mit besonderer Deutlichkeit zeigt sich gerade im Ruhrgebiet, daß die Ausscheidung der Erz- und Gangmineralien der Bildung der Störungen genau parallel läuft. Die Gänge sind daher auch in relativ kurzer Zeit zu Ende des Karbons entstanden.

22. März 1955

Vortrag von Herrn H. Fiebig, Bochum:

Die Wittener (Eßkohlen-) Schichten des Ruhrgebietes im Raume Bochum

Vortrag von Herrn H. SCHAUB, Moers:

Die Wittener (Eßkohlen-) Schichten des Ruhrgebietes am Niederrhein

Vortrag von Herrn G. HERBST, Krefeld:

Die Wittener (Eßkohlen-) Schichten des Aachener Reviers

5. April 1955

Vortrag von Herrn K. PATTEISKY, Bochum:

Die Arten des Vitrits

Hannover

10. November 1954

Vortrag von Herrn E. HABERFELNER, Hannover:

Zur Geologie der Salt Range

8. Dezember 1954

Vortrag von Herrn H. STILLE, Hannover:

Tiefbeben und jüngste Tektonik

19. Januar 1955

Vortrag von Herrn H.-J. MARTINI, Hannover:

Über die Kohle des Beckens von Palembang (Süd-Sumatra)

Vortrag von Herrn NEUMANN VAN PADANG, Den Haag:

Vulkanismus in Indonesien

16. Februar 1955

Vortrag von Herrn R. HERRMANN, Hannover:

Das Alter des Gipses von Weenzen am Hils

Bei der vom Amt für Bodenforschung durchgeführten Neukartierung des Blattes Sa hemmendorf konnte das geologische Bild des in seiner Altersstellung lange fraglich wesenen Weenzer Gipses um einige Züge bereichert werden. Der schmale Ausbiß des Gip mit teils offenen, teils torferfüllten Erdfällen begleitet den NE-Rand des Tertiärbeckens v Wallensen auf 1500 m Länge. 450 m weiter in der nordwestlichen Verlängerung seines Str chens befindet sich ein schon vor Jahrzehnten untersuchtes Vorkommen eines asphaltführend Kalksteins, das v. KOENEN dem Purbeck zurechnete. Dieser Kalkstein ist die Verwitterun form eines Stinkdolomits, der sich in Schürfen als eine nur 1,5 m mächtige, steil in die Ti setzende Platte erwies und mit Handbohrungen 25 m im Streichen verfolgt werden konn Der Dolomit hat größte Ähnlichkeit mit dem Karbonat des Zechstein 2 (Südharzer Hau dolomit) in der 13 km weiter südlich aufgeschlossenen Schichtenfolge am Homburgwald Stadtoldendorf. Er ist eingebettet in ein aschenartiges, mit gröberen Teilchen durchsetz karbonatisches Gesteinsmehl, das als Auslaugungsrückstand aufzufassen ist. Der Ausbiß die

Rückstandsbildungen ist nur 15 m breit und wird beiderseits von Unterkreideton begrenzt. Fließerde von Hilssandsteinschutt ummantelt das Vorkommen, das bis 2 m Tiefe an der Fließbewegung teilgenommen hat, und entzieht seine Fortsetzung im Streichen der Beobachtung. Dennoch ist die Annahme eines Zusammenhanges mit dem z. T. ebenfalls stark dolomitischen Gips von Weenzen auf Grund der Position gerechtfertigt. Die schon vielfach angenommene Einstufung dieses Gipses in den Zechstein gewinnt damit eine neue Stütze, wobei seine zum Gesteinscharakter passende Gleichstellung mit dem Hauptanhydrit der Serie 3 zunächst wahrscheinlicher bleibt als die etwa noch zu erwägende Einstufung (als Basalanhydrit) in die Serie 2, für die der Weenzer Gips zu mächtig ist. Problematisch erscheint auch die Tektonik, da eine Beteiligung von Schichten aus dem Liegenden des Salzes (wie Karbonat 2) in den Salzstrukturen des Leinegebietes bisher unbekannt ist.

Vortrag von Herrn F. C. Grube, Hamburg:

Neue Untersuchungen an den Salzstöcken von Elmshorn und Lägerdorf in Holstein

(s. Mitt. Geol. Staatsinst., Hamburg, Heft 24, 1955)

Vortrag von Herrn Fr. Reiche, Hamburg:

Die ersten Fossilfunde im roten Perm von Lieth bei Elmshorn
(Vorläufige Mitteilung)

Die roten Permschichten von Lieth bei Elmshorn (etwa 30 km NW Hamburg) gehören zu den ältesten bisher aus Nordwestdeutschland bekannten Sedimenten, die außer denen der Struktur von Stade, dem Langhorst von Heide i. Holst. und der Struktur Böxlund bekannt geworden sind. Diese seit 110 Jahren bekannten Schichten von Elmshorn, deren Tonmergel schon im vorigen Jahrhundert zur Ziegelfabrikation abgebaut wurden, hatten trotz der zahlreichen Aufschlüsse bisher keine Fossilien geliefert. Die stratigraphische Einstufung dieser mächtigen Serie erfolgte auf Grund lithologischer und tektonischer Befunde. W. Ernst wies 1931 auf ein sandiges Rotliegendes im Liegenden des Bänderschiefers hin, den er aus faunistischen Gründen ins Oberrotliegende einstufte. Die auf mehrere qkm Ausdehnung hier vorkommenden roten Tonmergel hielt er nach Vergleichen mit dem mitteldeutschen Zechstein für ein Äquivalent der Zechsteinletten, allerdings ohne einen faunistischen Beweis dafür erbringen zu können. Lotze deutete 1936 auf Grund der Tektonik die roten Liether Tonmergel als Oberrotliegendes und sah in ihnen ein Äquivalent der als Kungur betrachteten roten Purmallener Mergel.

Die ersten Fossilfunde (das Material befindet sich in der Sammlung des Geologischen Staatsinstitutes Hamburg) in diesen Schichten wurden am Salzstock Elmshorn im Mai 1954 in der seit 1945 betriebenen dicht an der Bahnstrecke Hamburg—Kiel gelegenen Ziegeleigrube vom Verfasser gemacht. Es handelt sich um bisher 8 fossilführende Horizonte innerhalb einer etwa 3 m mächtigen Serie feingeschichteter lilaroter Tonmergel. Der Zusammenhang der Fundschichten mit den schichtungslosen Hangend- und Liegendschichten konnte nachgewiesen werden. Der dritte Horizont von unten (Hauptbank oder Leithorizont) lieferte fast alle Floren- und Faunenreste. Bei einer Mächtigkeit von nur 1 — maximal 4 cm ist der Fossilreichtum dieser Lage überraschend groß. Sie enthält massenhaft Ostracoden, zahlreiche kleine Gastropoden und *Mytilus-artige*, radialberippte Lamellibrachiaten sowie viele isolierte Ganoidschuppen, seltener auch *Anthracosia*-ähnliche Zweischaler. Die hier ebenfalls häufig vorkommenden Estherien treten zusammen mit Ostracoden auch in allen anderen Fossilhorizonten auf. Besonders bemerkenswert ist die schillartige oberste Lage dieser feinkörnigen Kalksandsteinbank, die auch noch Fische enthält, die nach frdl. Bestimmung durch Prof. Aldinger, Stuttgart, *Phanerosteon, Amblypterus* und *Ganolepis* ähneln. Diese Lage geht aus dem Haupthorizont meist ohne deutliche Grenze hervor und fehlt an vielen Stellen des Aufschlusses ganz.

Die Fauna hat nach bisherigen Untersuchungen einen lokalen Charakter, bedingt durch das spezielle Biotop eines zeitweilig trocken fallenden Salzsees mit wechselndem Salzgehalt. Für eine spezielle stratigraphische Einstufung hat sie bisher leider noch keine Anhaltspunkte geliefert. Der dritte Horizont (Leithorizont) spiegelt die größte Breite der ökologischen Valenz wider; aus ihm stammen alle 24 bis jetzt aufgefundenen Arten der Fauna und Flora. Aus dem Auftreten der Estherien und Ostracoden in Verbindung mit Relikten von Steinsalzpseudomorphosen kann auf einen wechselnden Chemismus des Biotops geschlossen werden. Offenbar fand bis zur Ablagerung des fossilreichen Haupthorizontes eine Aufsüßung eines salzigen Binnensees statt, im weiteren Verlauf trat aber unter Ausschluß einer Süß-

wasserzufuhr wieder Versalzung ein. In Anbetracht des indifferenten Charakters der Fauna kommt den Pflanzenresten, die fast ausschließlich zu den Koniferen gehören, vorläufig für die stratigraphische Beurteilung der Fossilhorizonte die größte Bedeutung zu. Nach Prof. FLORIN, dem ich für die vorläufige Beurteilung der Flora auf Grund vorgelegter Photographien sehr zu Dank verpflichtet bin, handelt es sich um *Voltzia* und *Ullmannia* sehr ähnliche Koniferen, die nach seinen Erfahrungen nicht aus oberrotliegenden Schichten bekannt sind. Auch Prof. KRÄUSEL, dem die Originale vorgelegt wurden, äußerte sich in ähnlicher Weise. Vom unteren Zechstein ab sind die Walchien (Lebachiaceen), die für das ganze Rotliegende bezeichnend sind und die ihre maximale Verbreitung erst im Oberrotliegend haben, verschwunden. An ihre Stelle treten *Ullmannia* und „voltzoide" Koniferen, wie sie hier in über 200 Einzelfunden nachgewiesen wurden. Diese letztgenannten Formen stehen als übergeordnetem Gattungsbegriff den Taxodiaceen am nächsten und leiten die mesophytische Flora im Zechstein ein.

Eine palynologische Untersuchung der fossilführenden Serie, die gemeinsam mit Herrn Dr. HALLIK, Geol. L.A. Hamburg, durchgeführt wurde, blieb bisher erfolglos. Möglicherweise sind in diesen Sedimenten, in denen auch keinerlei kohlige Substanz erhalten ist, Pollen nicht erhaltungsfähig.

Am Salzstock Elmhorn galten bisher der Stinkschiefer und die Zechsteinasche, die die untersten Glieder der Staßfurt-Serie darstellen, für die jüngsten zu Tag anstehenden Gesteine. Da vom sicher nachgewiesenen Oberrotliegenden (ERNST 1931) eine lückenlose Schichtenfolge vorliegt, besteht der Verdacht, daß es sich bei den Fossilhorizonten um eine noch höhere Serie handelt, und zwar der Fazies entsprechend um den Zyklus 4 (Aller-Serie). Es bleibt die Frage nach dem Verbleib des gesamten Oberzechsteinsalzes der Zyklen 3 und 4 offen. Daß sie vorhanden waren, darf man auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Bövlund 1 annehmen. Das Salz dieser Zyklen müßte also, da es sich nur um Oberen Zechstein handeln kann, in der Aufstiegsphase des Salzstockes seitlich ausgepreßt sein. Die noch in ihrem Zusammenhange durch die ganze Grube zu verfolgenden Fossilbänke lassen eine Ablaugung nach dem Aufstieg des Salzstockes kaum möglich erscheinen, denn es müßten dann die Hangendschichten des Salzes bei einer Ablaugung von rd. 1000 m Salz zu einer Brekzie verstürzt sein. Wenn sich die Fossilhorizonte in den roten Tonen von Lieth auf Grund ihrer Flora als jünger als Oberrotliegendes erweisen sollten, so folgt daraus noch nicht, daß das rote, bis zu einer Tiefe von 1340 m erbohrte Haselgebirge von Lieth, das ja in Stade und Heide das Liegende des Zechsteins bildet, nun etwa ebenfalls jünger sein müsse. Vielmehr dürften die roten Schichten des sicher vorhandenen rotliegenden Salinars möglicherweise doch eine große Oberflächenverbreitung besitzen und die vorhandenen Zechsteinzyklen 1 und 2 wie bisher von LOTZE und GRUBE angenommen, in sie eingefaltet sein.

Da weiteres Fossilmaterial zu erwarten ist und auch die Fische noch einer genauen Bestimmung harren, ist an Hand der vielen, teilweise recht gut erhaltenen Fossilreste noch eine genauere Alterseinstufung zu erhoffen. Ob es möglich ist, mit Hilfe einer Schwermineral- bzw. Tonmineralanalyse eine Abgrenzung des Rotliegenden zu den wahrscheinlich unmittelbar an rotes Unterperm grenzenden jüngeren, ebenfalls roten Sedimenten durchzuführen, sollen weitere Untersuchungen ergeben, die vom Geol. Institut der Universität Kiel vorgenommen werden.

Weitere Aufklärung wird eine nähere Untersuchung der Flora bringen, die in der paläobotanischen Abteilung des Senckenbergmuseums bei Herrn Prof. Dr. KRÄUSEL stattfinden soll, dem der Verfasser für zahlreiche Hinweise und Ratschläge zu besonderem Dank verpflichtet ist.

Zusammenstellung der bisher gefundenen Fossilien

Flora	Algen	1—2 Arten	sehr zahlreich
(5 Arten)	Pteridospermen?	1—2 „ ?	ca. 15 Exemplare
	Koniferen	3 „	„ 200 „
Evertebrata	Lamellibranchiata	2 „	„ 300 „
(14 Arten)	Gastropoden	3 „	„ 500 „
	Ostracoden	3 „	„ 1000 „
	Estheriden	4 „	„ 500 „
	Insekten	2 „	„ 2 „
Vertebrata	Fische	3 „	„ 60 „
(5 Arten)	Stegocephalen	2 „	„ 6 „

16. März 1955

Vortrag von Herrn Konrad RICHTER, Hannover:

Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens auf Grund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen

(Erscheint demnächst als Aufsatz in dieser Zeitschrift)

Vortrag von Herrn G. LÜTTIG, Hannover:

Hat sich der Nordwestharz im Postglazial gehoben?

(s. Geol. Jb. **70**, Hannover 1955)

19. April 1955

Vortrag von Herrn H. BOIGK, Nordhorn:

Zur Gliederung des Buntsandsteins

Vortrag von Herrn Fr. SCHMID, Hannover:

Einige Schlüsselprofile der niedersächsischen Oberkreide

26. Mai 1955

Vortrag von Herrn A. CAILLEUX, S'-Maur, Frankreich:

Äußerer Habitus und Korngestalt zur Beurteilung von Sanden

München

3. November 1954

Vortrag von Herrn O. KUNKEL, München:

Grabungsbericht über die Jungfernhöhle bei Tiefenellern (Lkr. Bamberg)

Ein Schatzgräber hatte in dem kleinen Dolomitfelsloch nach einer Kiste voll Gold gewühlt. Glücklicherweise wurden Bamberger Altertums- und Geländeforscher darauf aufmerksam und entdeckten in dem Abraum eine erstaunliche Menge vorgeschichtlicher Tongefäßscherben und sonstiger Kulturrelikte, Tier- und Menschenknochen. Besonders reichlich und mit teilweise ungewöhnlich qualitätvollen Resten war die donauländische Linearbankkeramik jüngeren Stils vertreten. Von dieser ältesten agrarischen Zivilisation Mitteleuropas waren aus dem Jura bisher nur geringe Spuren bekannt. Denn begreiflicherweise bevorzugten die bandkeramischen Farmer fruchtbare Löß- und Schwarzerdeböden, auf denen die von ihnen verbreitete Wirtschaftsform im Osten erwachsen war. Auch die „westische" sog. Michelsberger Zivilisationsgruppe hatte an den Fundeinschlüssen neben jüngeren prähistorischen Epochen und noch dem Mittelalter erheblichen Anteil. Vor allem die neolithischen Probleme veranlaßten das Bayerische Landesamt für Denkmalpflege zur abschließenden Untersuchung und völligen Ausräumung der Jungfernhöhle. Es erfreute sich dabei in jeder Hinsicht der unermüdlichen Mitarbeit und Hilfe vieler Bamberger Forschungsinteressenten. Das zu bewältigende Höhlenfüllsel betrug rund 90 cbm an humosen Bestandteilen und Deckenbruch nebst 3—5 cbm mehr oder minder trümmerhafter Zivilisationsabfälle. Es ergab sich, daß die Jungsteinzeitleute Tongeschirr, meist zerbrochen, Geräte aus Stein und Knochen, tierische und menschliche Reste, alles in bunter Mischung, durch die relativ kleine Öffnung in den Felsschlund geschüttet hatten, wo sich das Füllsel je nach Bodengefälle, Roll- und Rutschfähigkeit ausbreitete. An Hand der Knochen ließen sich 38 menschliche Individuen, fast nur Frauen und Kinder gewisser Altersstufen, nachweisen. Man gewann den Eindruck, daß sich bei der Jungfernhöhle rituelle Handlungen mit kannibalischem Einschlag abgespielt

haben. Parallelfunde, antike Überlieferungssplitter und ethnologische Indizien machen wahrscheinlich, daß wir es in dem Felsloch mit den Überresten von Opfern bzw. Opfermahlzeiten im Dienste eines Fruchtbarkeitskultes zu tun haben. Ungefähr gleichzeitig mit diesen muß die vielumrätselte, meist klimatologisch erklärte Verödung der bandkeramischen Dörfer in den fruchtbaren Gäulandschaften begonnen haben. Möglicherweise hängt mit ihr das uns überraschende Erscheinen der Bandkeramiker auf dem Jura, vielleicht auch das intensiv magische Brauchtum bei der Jungfernhöhle zusammen. Dem Forschungseifer der Bamberger Mitarbeiter gelang es, in geringer Entfernung von der Höhle an Hand überaus zahlreicher und überzeugender Lesefunde sogar die Dorfstatt nachzuweisen, deren Bewohner in erster Linie an jenen Opfermahlzeiten beteiligt gewesen sein dürften. — Eine Monographie über die Jungfernhöhle, welche neben den Grabungsbefunden und -ergebnissen ergänzende Einzelaufsätze u. a. aus dem Gebiete der Geologie, Phosphatforschung, Paläozoologie und Anthropologie bietet, erscheint demnächst als Band 5 der Münchener Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte.

18. November 1954

Vortrag von Herrn G. Horninger, Kaprun:

Geologische Probleme beim Bau des Kraftwerkes Kaprun

24. November 1954

Vortrag von Herrn R. Dehm, München:

Das jüngere Tertiär in Südbayern

8. Dezember 1954

Vortrag von Herrn G. Schwarz, Amberg:

Lagerstättenbefahrungen in Nordamerika

12. Januar 1955

Vortrag von Herrn H.-J. Schneider, München:

Geologische Ergebnisse der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954

26. Januar 1955

Vortrag von Herrn W. Scharf, Schwandorf:

Die Braunkohle von Schwandorf (Oberpfalz) und ihr Abbau

9. Februar 1955

Vortrag von Herrn R. Jellinek, München:

Geologie und Bodenmechanik

23. Februar 1955

Vortrag von Herrn Franz Beckenbauer, Sulzbach-Rosenberg:

Das Lothringer Eisenerzbecken (Bassin Lorrain)

Im einleitenden Überblick über das Lothringer Eisenerzbecken stellte der Vortragende, der sich auf seine eigenen, in mehrjähriger maßgeblicher Tätigkeit im Minette-Revier gewonnenen Kenntnisse stützen kann, an Hand einer Gegenüberstellung

von exakten Zahlentabellen über Eisenerzförderung, Eisengehalte und Roheisenerzeugung in den wichtigsten eisenproduzierenden Ländern die allgemeine Bedeutung des Minette-Revieres heraus: Danach nimmt Frankreich in der Eisenerzförderung nach den USA. und neben Rußland den 2. Platz ein und übertrifft die deutsche Förderung um das Doppelte. Denselben Platz behauptet Frankreich, bezogen auf den Eisengehalt der Bruttoförderung, wenn auch mit merklich geringerem Abstand zu dem an 3. Stelle liegenden Schweden.

Innerhalb Europas liegt Frankreich an 1. Stelle (1953 in 1000 t: Eisenerzförderung 42 400, Eisengehalt der Förderung 10 700). Über 90% der französischen Förderung bringt das Minette-Revier.

Eine weitere Zahlentafel machte die wirtschaftliche Entwicklung des Reviers anschaulich. Sie hat so recht eigentlich erst nach 1880 mit der Erfindung des Thomas-Verfahrens, das eine Verarbeitung der phosphorhaltigen Erze auf Stahl in großzügiger Weise ermöglichte, — dann allerdings sehr stürmisch und unter maßgeblicher Beteiligung der deutschen Eisenindustrie — eingesetzt, wobei die günstige Mischung teils kalkiger, teils kieseliger Erze im Verein mit der billigen Gewinnung im Tagebau, Stollen und Schacht den für damalige Begriffe niedrigen Eisengehalt von 30—35% mehr als ausgeglichen hat.

Die Förderung betrug beispielsweise (in 1000 t):

Jahr	Gesamtförderung
1870	1 859
1880	4 828
1900	18 359
1913	48 448
1920	16 724
1938	36 165
1943	35 912
1951	38 436
1952	44 998

Nach franz. Investitionsplan (ohne Luxemburg) vorgesehen:

1956	50 600
1958	55 100

Die geographische Ausdehnung des in 2 Hauptbecken (Becken von Briey, Becken von Nancy) getrennten Vorkommens wurde unter Verwendung detaillierter Karten eingehend beschrieben. Das produktiv erzführende Gebiet umfaßt eine Fläche von rund 1200 km², wovon 94% zu Frankreich, 5% zu Luxemburg und 1% zu Belgien gehören.

Den geologischen Verhältnissen der flözartigen Erzlager (10—50 m mächtig), die dem unteren Dogger angehören, waren eingehende Darlegungen gewidmet, in denen die Schichtfolge, lithologische Beschaffenheit und Lagerungsverhältnisse der Erze und ihres Liegenden und Hangenden vor allem im Hinblick auf ihre Ein- und Auswirkungen für den Bergbau und seine günstige Entwicklung behandelt wurden. In engster Abhängigkeit von tektonischen Störungslinien, die das Revier durchziehen, steht dessen Einteilung in einzelne „Erzbecken" (Bassin), in denen die Förderung mit sehr unterschiedlicher Intensität betrieben wird.

Typische Schichtprofile aus einzelnen Becken machten Bezeichnung, Mächtigkeit und Chemismus der im einzelnen besprochenen, verschiedenen Lagergruppen (10 Erzhorizonte, davon nur 6 von Bedeutung) in detaillierter Weise anschaulich.

Hinweise auf neuere, zum Teil erfolgreiche Untersuchungsbohrungen im etwa gleichen stratigraphischen Niveau bei Verdun und Jussey (Haute-Saône) — hier etwa 35 Mill. t kalkiger Erze mit ca. 27,5% Fe und 6—7 m Mächtigkeit — wurden eingeflochten.

Zahlreiche Angaben über Beschaffenheit der Erze, Verhalten beim Abbau und der Verhüttung, Bewertung der einzelnen Lager nach dem Chemismus und Darlegung der Ansichten über die Genese der Erze rundeten die lagerstättenkundliche Beschreibung der Vorkommen ab.

Der nächste Hauptabschnitt des Vortrages galt den Erzvorräten im Minette-Revier, wobei sich die bergbauliche Entwicklung des Reviers besonders eindrucksvoll auch in den Mengenberechnungen der einzelnen Bearbeiter widerspiegelt. Die berechneten Vorräte sind nämlich im Laufe der Zeit trotz des fortschreitenden Abbaus gestiegen. Diese Erscheinung findet ihre Erklärung darin, daß mit den laufenden Untersuchungsarbeiten immer weitere erzhaltige Flächen fündig und aufgeschlossen wurden und daß mit dem Fortschreiten

der Technik in Bergbau und Hüttenindustrie die Bauwürdigkeitsgrenze herabgesetzt werden konnte, so daß Vorratsmengen, die früher unbewertet blieben, später in die Berechnung einbezogen wurden.

An Hand der angeführten und kritisch gewürdigten Berechnungen der einzelnen Bearbeiter wurden auch die unterschiedlichen Auffassungen bezüglich der notwendigen Abbauverluste, der Bauwürdigkeitsgrenzen und anderer Faktoren aufgezeigt und die Zuverlässigkeit der einzelnen Mengenberechnungen beleuchtet. Demnach läßt sich festhalten:

Die noch gewinnbaren Vorräte betragen rund 10 Milliarden Tonnen (ohne Luxemburg). Davon ist je die Hälfte kieselig und kalkig ausgebildet. Die durchschnittlichen Gehalte liegen bei 30% Fe (mit Einzelwerten bis 25% Fe als Minimum und 1,3 m Mächtigkeit als Minimum). Die Vorräte übertreffen die letzte französische Rechnung von 1949 mit rund 6 Milliarden gewinnbaren Tonnen mit 30—32% Fe um rund 4 Milliarden Tonnen.

Das Minette-Revier stellt mit rund 10 Milliarden Tonnen noch gewinnbarer Erze die bedeutendste Lagerstätte Europas, nicht nur der Erzmenge, sondern auch dem Eisengehalt nach, dar.

Bei einer durchschnittlichen Jahresförderung von rund 60 Mill. t (einschließlich 20% Abbauverlusten) kann mit einer Lebensdauer des Reviers von mehr als 150 Jahren gerechnet werden.

Die anschließenden, auf gleichfalls eigene Kenntnisse gestützten Ausführungen waren den Besitzverhältnissen und vor allem den bergbaulichen Verhältnissen des Revieres gewidmet und vermittelten, untermauert durch zahlreiche Abbildungen und Skizzen, eine Fülle von Einzelheiten über den spezifischen Minette-Bergbau und seine Abbautechnik. Besondere, durch Objektivität gekennzeichnete Darlegungen befaßten sich mit dem Schicksal des Minette-Bergbaus während der Jahre 1940—1945.

Im letzten Abschnitt gab der Vortragende, der auf Grund seiner eigenen Tätigkeit im Minette-Revier zu den Kennern der Materie gehört, einen Überblick über die Entwicklung des Reviers seit 1945 und ihren heutigen technischen Stand sowie über das durchgeführte und geplante Investitions- und Rationalisierungsprogramm und seine Erfolge.

So erreichte die Förderung nach einer verhältnismäßig langen Stillstands- und Anlaufzeit in den Jahren 1945—1946 erst 1948 wieder 21,5 Mill. t. 1953 wurden 39,4 Mill. t erreicht und bis 1957 soll auf 50 Mill. t, d. h. etwa auf die Höhe von 1929 gesteigert werden.

Die durch die Vielzahl der behandelten Teilgebiete recht umfassenden Ausführungen, die durch eine Fülle von Einzelheiten und Zahlen und die Sachkenntnis, mit welcher der Vortragende sie zusammenzufassen wußte, überzeugend dargelegt wurden, schlossen mit einem Ausblick auf die künftige Bedeutung des Minette-Reviers unter dem Aspekt der Europäischen Montanunion.

9. März 1955

Vortrag von Herrn B. von Freyberg, Erlangen:

Die Itabirit-Eisenerze Brasiliens

23. März 1955

Vortrag von Herrn Fr. Lehmann, Amberg:

Lagerstätten in Indonesien

Münster

22. November 1954

Vortrag von Herrn K.-H. Heitfeld, Meschede:

Über einige stratigraphische und fazielle Fragen der Schichtenfolge im Hennetal und südlich Meschede

Auf der Hauptversammlung der D.G.G. 1954 in Arnsberg wurde über das Gebiet der Hennetalsperre und die geologischen Vorarbeiten für den Bau referiert (s. ds. Bd., S. 402). Im vorliegenden Vortrag sollte die Schichtenfolge des Hennetales in das allgemeine stratigraphische Bild eingeordnet und einzelne, besonders interessante spezielle Probleme erörtert werden.

Es wurden die Schichten des Oberen Mitteldevons im Hennegebiet beschrieben und mit den westlichen und östlichen Profilen (Wennetal, Elpetal) verglichen. Die faziellen Änderungen der einzelnen Horizonte wurden aufgezeigt und diskutiert.

Spezieller wurde der Flinzhorizont und seine vulkanischen Einlagerungen erörtert. In die Flinzschichten sind 1 Keratophyr- und 2 Tuffhorizonte eingeschaltet. Während der Tuff 1 im Hennetal als durchgehender, etwa 15 m mächtiger Horizont ausgebildet ist, ist der Tuff 2 vielfach aufgelöst und schwankt in seiner Gesamtmächtigkeit zwischen 2 und 20 m. Es wurden Bilder aus diesem Horizont vorgeführt, die zeigen, daß die Tuffpartien z. T. völlig unregelmäßig in die Schichtenfolge eingeschaltet sind. Dabei wurden die Flinzschichten von dem vulkanischen Material z. T. durchspießt. Häufiger treten Fließstrukturen auf. Eine Erklärung für diese Beobachtungen steht vorerst noch aus. Weitere Untersuchungen werden vorgenommen.

Vortrag von Herrn Wolfgang Volkheimer, Münster:

Stratigraphische Fragen des sauerländischen Devons

Durch feinstratigraphische Untersuchungen bei Milspe (Westf.) und Schwelm gelingt es, ein zusammenhängendes feinstratigraphisches Profil durch die Oberen Honseler Schichten zu geben. Danach beträgt die Mächtigkeit dieser Stufe bei Milspe ziemlich genau 200 m.

Die Schichtfolge von Milspe wird sodann kurz mit weiter östlich liegenden Vorkommen der Oberen Honseler Schichten verglichen. Gemeinsame Horizonte werden herausgestellt.

Horizontiert gesammeltes Korallenmaterial ergibt, daß sich die biostratigraphische Gliederung Wedekinds auf Grund von Korallen für die Oberen Honseler Schichten nicht durchführen läßt. Die zeitliche Fixierung der einzelnen Korallengenera ist noch zu ungenau.

13. Dezember 1954

Vortrag von Herrn Fiebig, Bochum:

Beobachtungen an Flözaufspaltungen und -scharungen im Ruhrkarbon

Vortrag von Herrn Münteferino, Münster:

Neuere Untersuchungen am Gelsenkirchener Sattel nördlich von Waltrop

17. Januar 1955

Vortrag von Herrn Franz Lotze, Münster:

Über einige geologische Beobachtungen von allgemeinerem Interesse in Spanien

1. Berichtet wurde zunächst über „synorogene Sedimente" in den Westpyrenäen. Es handelt sich dabei um mächtige, weit sich hinziehende subaquatische Rutschmassen („Herpolithe") innerhalb der höchsten Oberkreide; sie werden mit der laramischen Gebirgsbildung in zeitlichen und ursächlichen Zusammenhang gebracht.

2. Berichtet wurde weiter über eigentümliche Erscheinungen an einem Salzdiapir in Navarra (Salzstock von Anoz). Aus ihnen ist zu schließen, daß im Kern des Salzstocks bereits während des Eozäns die Salzgesteine bis zur Erdoberfläche durchbrachen. Die Salzejektion war submarin und hinterließ deutliche Kennzeichen in den marinen Ablagerungen des Lutet.

3. Bei Daroca greifen grobe Schuttmassen kontinentalen Miozäns in Nischen unterhalb unterkambrischer Kalke weit ein. Hierdurch entsteht der Eindruck eines flachen Auflagers von Kambrium auf Miozän und das Bild einer Deckenüberschiebung. Die Deutung wird noch dadurch kompliziert, daß tatsächlich an der Basis des kambrischen Kalkes eine Überschiebung variszischen Alters verläuft. Die von Miozän gefüllten Nischen sind durch die Ausräumung dieser variszischen Überschiebungsmylonite entstanden. Bei der nachfolgenden kontinentalen Sedimentation wurden die Mylonite dann teilweise durch die miozänen Sedimente ersetzt.

4. Das Gebiet der westlichen Montes de Toledo wird von einer großen Ordoviz-Gotland-Mulde („Mulde von Trasierra") durchzogen, die wegen ihrer ausgezeichneten Aufschlußverhältnisse und wegen des einfachen tektonischen Bildes für die Stratigraphie des zentralspanischen „Ordogot" von besonderer Bedeutung ist. Es ist die gesamte, etwa 1500 m

mächtige Schichtfolge erschlossen, die vom Armorikanischen Quarzit (Arenig) über Schiefer und Sandsteine des Llandeilo, Sandsteine und Quarzite des Caradoc, Schiefer des Ashgill, Quarzite des Unteren Llandovery, Graptolithenschiefer des Oberen Llandovery bis Unteren Ludlow bis zu den sandig-schiefrigen Ablagerungen der silurisch-devonischen Grenzschichten reicht. Es wird empfohlen, diese Abfolge als Richtschnitt für das zentralspanische Silur (Ordogot) herauszustellen.

Zur Diskussion: v. GAERTNER, STILLE.

Vortrag von Herrn KURT REDLIN, Münster:

Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Meseta
(Prov. Ciudad Real, Spanien)

Das Gebiet der zentralen Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia wird vorwiegend aus alt- bis mittelpaläozoischen Schichten aufgebaut.

Grundgebirge. Das älteste Schichtglied ist eine fossilfreie, mehrere 1000 m mächtige Folge aus Tonsteinen, Sandsteinen und Grauwacken, die als „Infrakambrium" aufzufassen ist. Gegen das Hangende wird sie durch eine Diskordanz begrenzt, die auf eine Faltung innerkambrischen Alters zurückzuführen ist. — Darüber legt sich eine maximal 1000 m mächtige Folge wahrscheinlich kambrischen Alters. Sie ist durch starke fazielle Schwankungen gekennzeichnet und besteht aus Sandsteinen und Schiefern mit zahlreichen Konglomeratlagen. Eine Diskordanz der sardischen Phase beschließt diese Schichtserie. — Das im Hangenden folgende Ordovizium (1800 m) konnte in Arenig, Llandeilo, Caradoc und Ashgill unterteilt werden. Es bildet einen Sedimentationszyklus, der vom transgredierenden Armorikanischen Quarzit (Arenig) über die tonigen Ablagerungen der *Calymene-tristani*-Schiefer (Arenig/Llandeilo) zu vorwiegend klastischen Sedimenten des oberen Llandeilo, Caradoc und Ashgill verläuft. — Konkordant folgt darüber mit etwa 60 m Mächtigkeit das sich in einen Quarzithorizont und Graptolithenschiefer aufteilende Gotland. — Schichten, deren stratigraphische Stellung durch Fauna nicht belegt werden konnte, die aber am ehesten in das Devon einzureihen sind, überlagern mit leichter Diskordanz das Ältere. Mehrere 100 m Schiefer mit eingelagerten Quarzithorizonten und auf den liegenden Teil beschränkten Konglomeratlagen bauen diese Formation auf. —

Es folgt die variszische Hauptfaltung, bei der die Schichten zu relativ ruhigen, weitgespannten Sätteln und Mulden aufgerichtet wurden. Im Zusammenhang damit entstanden offenbar auch im Großen Störungen, die man an vielen Stellen beobachten kann und die zum Teil beträchtliche Ausmaße erreichen. —

Deckgebirge. In einem intramontanen Becken lagerten sich während des Stefanoperms eine 400—500 m starke Schichtfolge und mehrere bauwürdige Kohlenflöze ab. — Tertiäre Kalke und Mergel sind aus einigen Teilen des Arbeitsgebietes bekannt. Schotter dieser Zeit bedecken weite Gebiete. Noch jüngere Bildungen sind die ausgedehnten Schotterfluren und Flußablagerungen. —

Der Magmatismus erlangt innerhalb des engeren Arbeitsgebietes keine besonders hohe Bedeutung. In der Geosynklinale des Ordoviziums, des Gotlands und des „Devons" drangen einige Diabasgänge auf. Nach der Hauptfaltung kam es zur Intrusion des großen Batholithen von Los Pedroches, der die südliche Grenze des kartierten Raumes bildet. Der tertiäre bis diluviale Basaltvulkanismus der zentralspanischen Vulkanprovinz reicht in Ausläufern noch in das Gebiet hinein.

14. Februar 1955

Vortrag von Herrn KARL-BERNHARD JUBITZ, Berlin:

Neue arbeitsmethodische und regionale Ergebnisse zur saxonischen Tektonik (Subherzynes und Thüringer Becken)

Das Vortragsreferat gibt einen informatorischen Überblick über den derzeitigen Arbeitsstand der saxonischen Forschung im Subherzynen und Thüringer Becken und schließt thematisch im wesentlichen an die Ausführungen des Autors auf der Hauptversammlung der DGG in Tübingen 1953 (d. Zeitschr., Bd. 105, T. 2, S. 239) an.

Weitere neue Vergleichsuntersuchungen (Subherzynes und Thüringer Becken) bestätigen das Vorherrschen kleintektonischer Dehnungsverformungen in weitspannigen, salinargebundenen Sattelzonen, während sich die erwarteten tangentialen Einengungsstrukturen nur vereinzelt an steilgestellten und verengten Sattelflügeln finden. Nach genetischen Gesichts-

ıunkten lassen sich fernerhin jedoch auch tektonische Vertikalelemente ausscheiden, die oft ıbschiebungen, d. h. Ausweitungs- bzw. Dehnungsstörungen vortäuschen, aber infolge örticher Beulung entstanden sind (Sättel bei Osnabrück, Huywald, Quedlinburger Sattel), indem inzelne Schollen während der Aufsattelung gegenüber ihrer Umgebung stärker vertikal mporgepreßt wurden.

Insbesondere werden die Ergebnisse am Schollenbau des südöstlichen Huywaldes (Subıerzynes Becken) dargestellt, wobei eine praktische Arbeitsmethode entwickelt wird, Schollentrukturen des oberflächennahen Untergrundes unter günstigen Voraussetzungen an Hand ler Verteilung pleistozäner Deckschichten abzugreifen (rasterförmiges Abbohren, Isopachysen-Darstellung der Deckschichten).

Die Anwendbarkeit der kleintektonischen Arbeitsmethode zwecks Klärung des über;eordneten Bauplanes erfährt daher auf Grund der neuen Untersuchungen eine gewisse Einchränkung.

Im Zusammenhang mit diesen Strukturuntersuchungen in Antiklinalzonen hat sich er;eben, daß die Randsprünge der hier mittels kombinierter feinstratigraphisch-kleintektoıischer Arbeitsmethoden untersuchten Kleingräben bezüglich ihrer Sprunghöhe oft ungleichvertig sind; die Gräben sitzen als Y-Systeme größeren Störungszonen auf und sind Auslruck von Schollenbewegungen ihrer begrenzenden Ufer. Zur Klärung kinematischer Fragen vird daher zukünftig weniger der Absenkungsbetrag der Grabenscholle selber, als die elative Verschiebung der benachbarten Uferschollen zu untersuchen sein (Beispiel: Leuchtenıurg-Graben, nach TESCHKE 1955).

Komplizierte disharmonische Bauformen (z. B. ejektive Zerrspaltenfüllungen) erschweren ıft das Erkennen und die Deutung mehraktiger kleintektonischer Dislokationen, die — regional gesehen — während der letzten Jahre im Bereich der Eichenberg—Gotha—iaalfelder Störungszone, d. h. dem Gothaer Graben i. w. S. (WEGENER, FAHLBUSCH, BISEWSKI), ler Leuchtenburg-Störung (TESCHKE) und der Finne (DOLEZALEK), der Mansfelder Mulde KAUTZSCH) sowie des Quedlinburger Sattels (HEIMLICH) nachgewiesen wurden. Die Richtung ler Überpressungsvergenzen ist örtlich stark materialabhängig und zur Rekonstruktion der ırtlichen Schubrichtung daher vielfach ungeeignet, scheint dennoch aber regional gewissen ibergeordneten Bauplänen zu folgen (SW-Vergenz der Kleinstrukturen im östlichen Subıerzyn, d. h. gegen die Harzrandüberschiebung gerichtete Kleinüberschiebungen!).

Zur Diskussion sprachen die Herren LOTZE, SCHWERT, HABERFELNER, JUBITZ.

Vortrag von Herrn E. HABERFELNER, Essen:

Geologisches aus Nordwest-Pakistan

Stuttgart

12. November 1954

Vortrag von Herrn Manfred P. GWINNER, Stuttgart:

Methoden der geophysikalischen Bohrlochmessung

Die geophysikalische Bohrlochmessung hat sich bis heute zunehmend zu einem unentbehrlichen Hilfsmittel für die geophysikalische und lagerstättenkundliche Forschung entvickelt. In einem gedrängten Überblick wurden die derzeitig angewandten Methoden und hre physikalischen Grundlagen erläutert.

26. November 1954

Vortrag von Herrn Clemens SPANNAGEL, Heilbronn a. N.:

Erzlagerstätten der Ver. Staaten von Nordamerika, insbesondere Bingham (Utah) und Franklin (New Jersey)

Anläßlich einer Studienreise westdeutscher Bergbeamten nach den USA. zu Ende des ahres 1952 ist eine Reihe von Erzbergwerken befahren worden. Soweit hiervon der Eisenerzbergbau betroffen wurde, ist die Cornwall-Mine der Bethlehem-Steel-Corp. bei Lebanon Pa) besucht worden. Es handelt sich um eine durch magmatische Differentiation entstandene Magnetitlagerstätte mit 41% Fe, die aber auch etwas Kupferkies und Pyrit enthält. — Im Distrikt von Birmingham (Alabama), wo ein Roteisenoolith mit etwa 45% Fe (Clintonore) n Abbau steht, findet sich im Hangenden ein wesentlich ärmeres Flöz von etwa 23% Fe.

das unter nicht sehr hohen zusätzlichen Kosten mit hereingewonnen werden kann. Aufbereitungsversuche sind zur Zeit im Gange. Im übrigen wird die steigende Nachfrage der USA. nach Eisenerzen in Zukunft zum großen Teil aus dem in der Erschließung stehenden Gebiet am Knob Lake in Labrador (Kanada) gedeckt werden, nachdem die bekannten Lagerstätten am Oberen See offenbar mehr und mehr zur Neige gehen.

Besonders eindrucksvoll ist der Abbau des riesigen Kupfervorkommens von Bingham (Utah) an der östlichen Flanke des Oquirrh-Massivs, rund 40 km südwestlich von Salt Lake City. Der weiträumig angelegte Tagebau liefert allein 10% der Weltkupfer-Produktion und stellt zugleich den größten Mineralgewinnungsbetrieb der Welt überhaupt dar. Zwei Hangseiten sind von über 20 Abbaustroßen angeschnitten und geben das Bild eines gewaltigen stufenförmig abfallenden Kraters. Die tägliche Förderung beträgt rund 100 000 t Roherz mit einem mittleren Gehalt von 0,90% Cu. Die Hüttenproduktion erreicht täglich 800 t Elektrolytkupfer, nachdem die vorgeschaltete Flotation ein 33%iges Konzentrat mit 1% Molybdän und geringen Anteilen von Gold und Silber ausbringt. Für den Gewinnungsbetrieb des Roherzes sind die Bewältigung der großen Massen (bei gleichzeitig starkem Höhenunterschied) durch elektrische Adhäsionslokomotiven und die zentrale Steuerung des gesamten pausenlosen Gruben-Fahrbetriebes durch elektrische Funkanweisung an die Lok-Führer und Weichensteller besonders bemerkenswert. Die elektrischen Oberleitungsloks (3000 Volt) wiegen je 125 t. Die Erzgewinnung erfolgt durch Bohr- und Schießarbeit, das Laden durch Raupen-Bagger mit 3,8 t Löffelinhalt.

Der Erzkörper liegt im Ausläufer einer großen Intrusivmasse. Entlang einer breiten Störungszone sind Lagermassen und -stöcke eines stark verwitterten Monzonitporphyrs, die in karbonische Quarzite eingeschaltet sind, aufgereiht.

Einer der größten Zinkproduzenten der Welt, die New Jersey Zinc Co., betreibt in Franklin (N.J.) die Franklin-Mine, die als alleiniger Fundort oxydischer Zinkerze Weltruf besitzt. Ihre Haupterze sind Franklinit ($ZnO \cdot FeO \cdot MnO_2$), Zinkit ($ZnO$) und Willemit ($Zn_2SiO_4$). Das Vorkommen ist durch den für Metallerzgruben ungewöhnlich hohen Gehalt von 18—20% Zn ausgezeichnet. Das Bergwerk liegt nur rd. 100 km nördlich von New York und ist einer der ältesten Zinkerzbetriebe der Welt. — Die Vorräte gehen stark zur Neige, so daß unter dem Namen Sterling-Mine benachbarte ähnliche Erze im Aufschluß stehen. Letztere hängen mit dem Erzkörper der Franklin-Mine unmittelbar zusammen. Diese Grube baut auf einer rd. 800 m langen, bis zu 28 m mächtigen kompakten Erzlinse, die mit rd. 45° nach Osten einfällt und bis fast 350 m unter Tage reicht. Der Erzkörper bildet den Kontakt zwischen Marmor und einem Injektionsgneis. Im Liegenden ist als tonnlägiger Schacht (slope) der Hauptförderschacht niedergebracht. Der Abbau erfolgt in einem querschlägig gerichteten Kammer/Pfeiler-Verfahren. Das Erz wird durch Bohr- und Schießarbeit hereingewonnen und mittels Abbau-Schrapper abbefördert. Bei einer Gesamtbelegschaft von 235 Mann werden zur Zeit 900 bis 1000 t je Tag gefördert.

10. Dezember 1955

Vortrag von Herrn Karl-Dietrich ADAM, Stuttgart:

Die Bedeutung der pleistozänen Säugetiere für die Geschichte des Eiszeitalters

14. Januar 1955

Vortrag von Herrn Helmut STEINEGGER, Stuttgart:

Geologische Ursachen der Schäden in württembergischen Eisenbahntunneln

Die Verwitterung in Tunnelbauten hat, obwohl sie in den Grundzügen mit der bei Hochbauten übereinstimmt, ein eigenes Gepräge. Diese Tatsache ist einmal durch die Eigenart des Bauwerkes, zum anderen durch die lokalen Verhältnisse bedingt.

Erwähnt sei in diesem Zusammenhang die enge Beziehung, die zwischen dem vom Tunnel durchörterten Gebirge und der Art und Stärke der Bausteinzerstörung besteht. Ferner der Einfluß der Mächtigkeit und tektonischen Beschaffenheit des überlagernden Gebirges, der Rauchgasentwicklung und der Eisbildung. Weiter ist der starke Luftzug, der häufig in Tunnelbauten auftritt, für die Verwitterung des Baumaterials von Bedeutung; durch diesen wird die Ausscheidung gelöster und für die Tunnelauskleidung schädlicher Stoffe beschleunigt.

Die Bausteinverwitterung in den württembergischen Tunneln wird in der Hauptsache verursacht durch die Einwirkung von Wasser, Eis, Gipswässern und Gebirgsdruck.

Die auftretenden Verwitterungsformen, wie Schalenbildungen, Absandungsfiguren und

Ausbrüche des Mauerwerkes sind nicht unbedingt als spezifisch anzusprechen. So können verschiedene Ursachen unter Umständen zur Ausbildung der gleichen Verwitterungsform führen.

Die eigentlichen Ursachen der Bausteinverwitterung lassen sich bei einem Tunnel nur sehr schwer erfassen. Es ist eine Vielzahl von Komponenten, die letzten Endes die Zerstörung und den Zerfall der Ausmauerung bedingen.

Die Art und Weise, in der sich die Verwitterung äußert, wird nicht zuletzt vom Auskleidungsmaterial selbst bestimmt. Der Anteil an nicht widerstandsfähigen Stoffen am Aufbau des betreffenden Materials ist von entscheidender Bedeutung für die Intensität und Form der Bausteinzerstörung. Bei Natursteinen bestimmen ferner noch Struktur und Textur derselben den Charakter der Verwitterung.

Der in zahlreichen württembergischen Tunneln zur Anwendung gelangte Stubensandstein hat sich als besonders ungeeignet erwiesen. Günstiger liegen die Verhältnisse dort, wo Schilf- und Buntsandsteine verwendet wurden. Beton, soweit er nicht mit Spezialzementen ausgeführt wird, unterliegt weitgehend dem Angriff von aggressiven Wässern.

In einigen Tunneln zeigt die ungeschützte Sohle, d. h. die nicht durch ein Gewölbe geschützte Sohle, die Erscheinung, daß sie sich ohne sichtbare Ursache langsam zu heben beginnt.

Derartige Sohlenhebungen treten einmal im Kappelesberg- und Schanztunnel, beide an der Strecke Waiblingen—Schw. Hall—Hessenthal gelegen, auf; ferner im Wagenburgtunnel. Im Weinsberger Tunnel kamen die anfänglich auftretenden Hebungen im Laufe der Zeit zur Ruhe.

Auf Grund der durchgeführten Untersuchungen konnte eine weitgehende Übereinstimmung der Einzelerscheinungen festgestellt werden. Im wesentlichen ergab sich folgendes:

1. Die Sohlenauftriebe zeigen sich schon während der Bauausführung und lassen sich jahrzehntelang weiterverfolgen.
2. Es besteht eine Abhängigkeit der Hebungsbeträge und der Sohlenhebungen überhaupt von der Überdeckung. So fallen die Hebungszonen durchweg mit den Stellen größter Überlagerung zusammen, d. h. sie liegen mehr oder weniger im mittleren Tunnelabschnitt.
3. Die Hebungsbeträge erreichen ihre Höchstwerte infolge des beiderseitigen Gegendruckes der Widerlager in der Tunnelachse.
4. Während sich die Druckäußerungen in der Sohle in den ersten Jahren auf mehrere Dezimeter/Jahr beliefen, verringerten sie sich später auf einige Zentimeter/Jahr. Durchweg läßt sich eine sinkende Tendenz in bezug auf die Stärke der Bewegungen feststellen.
5. Sowohl im Kappelesberg- und Schanztunnel als auch im Wagenburgtunnel klingen die Sohlenhebungen nach der Seite und nach unten rasch aus. Größenordnungsmäßig handelt es sich dabei um einige wenige Meter Reichweite. Soweit die Schichten von der Hebung erfaßt wurden, zeichnen sie sich durch ein zerbrochenes Schichtgefüge aus.
6. Die angefahrenen Schichten waren ursprünglich söhlig gelagert, mit nur geringen Neigungswinkeln gegen die Horizontale. Es handelt sich durchweg um verschiedenfarbige Mergel, mit einzelnen eingeschalteten Gipsbänken und deren Rückstandsbildungen.
7. In den Schichtkomplexen, die an der Hebung beteiligt sind, konnten weder Anhydrit- noch Gipsbänke von nennenswerter Mächtigkeit ermittelt werden.
8. Es stellte sich bei den Untersuchungen heraus, daß offenbar kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Wasser und den Auftrieben in der Tunnelsohle besteht.
9. Der auftretende Druck teilte sich auch dem Gewölbe mit. So kommt es in den erwähnten Tunneln ausnahmslos auch zu Hebungen des Gewölbes. Dazu treten im Kappelesberg, Schanz- und Weinsberger Tunnel noch horizontale Verschiebungen der Widerlager, deren Bewegungssinn dabei meist gegen die Tunnelachse gerichtet ist.

Die Erklärung der Sohlenhebungen als Folge der unter Volumenzunahme vor sich gehenden Umwandlung von Anhydrit in Gips konnte widerlegt werden.

Von den zahlreichen Momenten, die gegen diese Erklärung sprechen, seien hier die beiden wichtigsten erwähnt:

Die Profilaufnahmen in der Sohle der betreffenden Tunnels haben ergeben, daß Anhydritbänke von nennenswerter Mächtigkeit nicht vorhanden sind. Ferner hat sich, wie bereits weiter oben erwähnt, gezeigt, daß offenbar eine enge Beziehung zwischen dem Auftreten der Druckerscheinungen und der Überlagerungshöhe besteht.

Die letztgenannte Tatsache gibt bereits einen Hinweis auf die eigentlichen Ursachen der Hebungen:

Die Sohlenhebungen sind im wesentlichen eine Folge des wirksam werdenden Gebirgsdruckes. Die Erklärung der Vorgänge im einzelnen läuft letzten Endes auf die Anwendung der durch WIESMANN begründeten „Schutzhüllentheorie“ hinaus.

Die Untersuchung der verschiedenen Tunnelschäden hat neben den bereits erwähnten Tatsachen gezeigt, daß man im Zusammenhang mit diesen Fragen den gesamten Gebirgsbau berücksichtigen muß. So darf man sich beispielsweise bei der Beurteilung der Standfestigkeit eines Gebirgskomplexes nicht nur auf die an einem Probewürfel ermittelten Festigkeitswerte verlassen.

Ein gutes Beispiel hierfür bietet der zwischen Schwäb. Hall und Gailenkirchen gelegene Gottwollshauser Tunnel. In diesem stürzte am 22. September 1953 ein Teil des Gewölbes der Zone 35 ein. Der Tunnel durchfährt den Hauptmuschelkalk, also ein Gebirge, das als durchaus standfest gilt. Die Ursache für den Gewölbeeinsturz waren mehrere breite Klüfte und Spalten, die etwa unter einem Winkel von 50° zur Tunnelachse streichen. Von einer Verspannung der Massen konnte unter diesen Umständen nicht mehr die Rede sein.

Nicht zuletzt dieses Beispiel ist es, das mit aller Eindringlichkeit zeigt, daß man sich bei den Fragen und Problemen, die sich im Tunnelbau ergeben, freimachen muß von dem Probekörper, von dem man bei der Ermittlung technischer Daten in den Materialprüfungsanstalten ausgeht. Es muß ferner der Schritt vom zweidimensionalen geologischen Längenprofil zum dreidimensionalen Gebilde getan werden, das durch den gesamten Gebirgskomplex dargestellt wird.

28. Januar 1955

Vortrag von Herrn Albert SCHAD, Bruchsal:

Ergebnisse der Erdölsuche im Rheintal

11. Februar 1955

Vortrag von Herrn A. PAPP, Wien:

Das Tertiär im Wiener Becken und seine Ölvorkommen

Die innerhalb Österreichs liegenden Tertiärbecken haben entweder engere Beziehungen mit der Süddeutschen Molasse oder mit dem Mittleren Donaubecken. Von Westen nach Osten verschmälert sich das Molassebecken, im österreichischen Anteil zwischen Alpen und Böhmischer Masse gelegen, bis in den Raum von St. Pölten. Hier an der schmälsten Stelle erfolgt eine, dem Verlauf der Böhmischen Masse folgende Umbiegung nach Nordosten. Das Gebiet zwischen der Böhmischen Masse und der zu den Alpen gehörenden „Klippenzone“ trägt die Bezeichnung „Außeralpines Wiener Becken“.

Das „Inneralpine Wiener Becken“ liegt als Einbruchsbecken im alpinen Bereich zwischen der Klippenzone im Westen und den Kleinen Karpaten, wie dem Leithagebirge, im Osten.

Die vor allem für Aufschlußarbeiten entwickelte paläontologische Gliederung beruht im wesentlichen auf der Verarmung von Foraminiferenfaunen im österreichischen Anteil der Molassezone (Haller-Schlier = Burdigal, Robulus-Schlier = Helvet). Die verarmten Foraminiferenfaunen des oberen Robulus-Schlier werden von Schichten mit reichen Foraminiferenfaunen überlagert (Lageniden-Zone = Torton nach bisheriger Bezeichnung). Auch vom unteren Torton zum Sarmat erfolgt wieder eine Verarmung der Foraminiferenfaunen. Das Sarmat und Pannon gestatten eine weitgehende Zonengliederung nach der Entwicklung der Mollusken-Foraminiferen- bzw. Ostracodenfauna.

Das Burdigal ist in der Molasse Oberösterreichs wie auch im Außeralpinen Wiener Becken verbreitet und transgrediert in Flachwasserfazies auf der Böhmischen Masse (Schichten von Eggenburg). Das Inneralpine Wiener Becken ist im Burdigal noch landfest und Teil eines geschlossenen Alpen-Karpatenbogens. Erst im Helvet sinkt der zentrale Teil des Inneralpinen Wiener Beckens unter den Meeresspiegel. Es kommt zur Ablagerung des „Helvets im Inneralpinen Wiener Becken“, das ein prähelvetisches Relief überlagert. Erst im Torton bekommt das Inneralpine Wiener Becken engere Beziehungen zu dem Mittleren Donaubecken. Das untere Torton transgrediert noch in das Außeralpine Wiener Becken, es reicht jedoch nur mehr in das Gebiet der „Molasseenge“ bei Krems—St. Pölten und nicht weiter nach Westen. Das Sarmat ist im Außeralpinen Wiener Becken auf einen schmalen Bereich (bei Hollabrunn) beschränkt.

Profile im nördlichen Außeralpinen Wiener Becken im Gebiet von Debowiec (Süd-

mähren) zeigen flache weite Überschiebung der Kreide über das Tertiär. Im österreichischen Anteil, ebenso wie in der östlichen Molasse Niederösterreichs, sehen wir eher eine „Anschiebung" der Klippenzone an das Jungtertiär. Das Inneralpine Wiener Becken zeigt dagegen Brüche als Begrenzung. Für die tiefgelegenen Teile des Wiener Beckens (Tiefscholle) sind Steinberg-Bruch nördlich der Donau mit Sprunghöhen von mehr als 1000 m und Leopoldsdorfer Verwurf südlich der Donau von Bedeutung.

Der Steinberg-Bruch spielt in der Ölführung eine wichtige Rolle. An ihm liegen die am längsten bekannten produktiven Ölfelder Österreichs bei Zistersdorf (Gösting und RAG), Geiselberg u. a. Sie sind an Schleppstrukturen gebunden. Ein weiterer Typus wird durch die Felder Matzen und Aderklaa, auf der Tiefscholle gelegen, vertreten. Hier wird die Struktur durch flache Dome gebildet. Ein weiter Typus von Ölvorkommen, auf der Mistelbacher Scholle gelegen (Maustrenk und Hautzendorf), ist an vergrabene Flyschberge gebunden.

Die intensive Bearbeitung des österreichischen Jungtertiärs, wesentlich befruchtet und beschleunigt durch die Erdölforschung, hat einige stratigraphische Probleme von allgemeiner Gültigkeit spruchreif gemacht. Es wäre z. B. darauf hinzuweisen, daß es heute zweckmäßig erscheint, die einzelnen Profile verschiedener Tertiärgebiete nicht mehr nur nach Faunenlisten, sondern nach dem Vorkommen von morphologisch-genetisch gut durchforschten Gruppen zu gliedern und miteinander zu vergleichen. Zusätzlich wird betont, daß eine befriedigende Stratigraphie im Jungtertiär Europas nur unter Berücksichtigung der Wirbeltiere und Landschnecken (Terrestrische Fazies) sowie der Mikrofaunen und Mollusken geschaffen werden kann, wobei Befunde der Paläobotanik Hinweise auf klimatische und ökologische Bedingungen liefern. Ein derartiges Material gestattet dann auch die Erstellung von Lebensbildern, die den Verhältnissen der Vorzeit annähernd gerecht werden können.

25. Februar 1955

Vortrag von Herrn K. Lemcke, Biberach:

Zur Entwicklungsgeschichte der ungefalteten Molasse im deutschen Alpenvorland

Wiesbaden

25. November 1954

Vortrag von Herrn H. Hentschel, Wiesbaden:

Der Mechanismus von Tufferuptionen

(Siehe Fortschr. d. Mineralogie, 33, Heft 2, S, 141—142, Stuttgart 1955.)

16. Dezember 1954

Vortrag von Herrn H. Falke, Mainz:

Die grundsätzlichen Unterschiede zwischen Unter- und Oberrotliegendem in der Saar—Nahe-Senke und ihre möglichen Ursachen

Die Bezeichnung „Rotliegendes" trifft auf das Unterrotliegende mit Ausnahme der Tholeyer Gruppe nur bedingt zu; denn diese Schichtenfolge besteht aus einer Wechsellagerung von grauen und roten Sedimenten. Hierbei überwiegen zeitweilig, z. B. zur Lebacher Zeit, die grau- und dunkelgraugefärbten, mehr oder weniger feinkörnigen Ablagerungen. In Form von Sandsteinen, Schiefertonen, Papierschiefern, Kalken und fossilführenden Lagen stellen sie die Beckenfazies dar. In einem Süßwassersee abgesetzt, pendelt sie im Verlauf der Zeit hin und her und kann dabei eine dem Rand der Senke sehr benachbarte Lage einnehmen, wie die Lebacher Schichten am Nordrand der Nahe- und Primsmulde bezeugen. Sie greift ebenfalls unregelmäßig in die Randfazies der Senke ein. Diese setzt sich aus gröberen Sedimenten, vorwiegend Arkosen, mit hin und wieder eingeschalteten Konglomeraten zusammen, deren Komponenten z. T. noch einen recht frischen Erhaltungszustand aufweisen. Sie ist fast durchgehend rotgefärbt. Diese Rotfärbung, gebunden vor allem an die feinkörnigen Bestandteile der Schichtenfolge, ist am intensivsten in Nachbarschaft der gröbsten Ablagerungen. Diese Randfazies ist im Westen und Südwesten am weitesten verbreitet und greift von hier aus, etwa der Trogachse folgend, nach Nordosten bis Osten vor. Zur Zeit der Wahnweger Schichten und unteren Tholeyer-Gruppe stößt sie in dieser Richtung weit in das Süßwasserbecken unter Verdrängung seiner Fazies vor und füllt es von Westen her auf.

Abgesehen von dieser Haupttransportrichtung werden zeitweilig auch Konglomerate teils in Begleitung von Rotsedimenten aus dem Norden angeliefert (Nordrand und Nahemulde). Die südliche Randfazies ist von jüngeren Sedimenten verdeckt. Zwischen die Rand- und Beckenausbildung schiebt sich die z. T. weitverbreitete Übergangsfazies, die sich gleich den erstgenannten ebenfalls in Raum und Zeit verlagert. Sie wird durch die Einschwemmung von Rotsedimenten in Richtung der Beckenfazies und umgekehrt durch das Vorstoßen ihrer Schichten zum Rand der Senke hervorgerufen. Dadurch entsteht ein wiederholter Rhythmus, der mit Rotfolgen innerhalb gröberer Sedimente beginnt und mit Schiefertonen, darin eingelagert Kohle- und Kalkflöze, endet. Diese charakteristischen Tatsachen des Unterrotliegenden dürfen weniger klimatisch als durch das Verhältnis von Absenkung zur Auffüllung der Senke bedingt sein.

Mit Beginn der oberen Tholeyer Gruppe setzt ein Umschwung in diesen Verhältnissen ein, der für das gesamte Oberrotliegende bezeichnend wird. Er ist durch folgende Erscheinungen gekennzeichnet. Die rote Färbung beherrscht fast alle Sedimente, so daß man hier mit Recht von einem Rotliegenden sprechen kann. Einzelne ihrer Bestandteile weisen, lokal angehäuft, eine betonte Frische auf, z. B. die Feldspäte. Allgemein zeigen die Komponenten häufiger Kennzeichen eines kurzfristigen Transportes. Vielfach sind sie schlecht sortiert. Die gröberen Kornklassen in regelloser Verteilung herrschen zumindest in der Waderner Gruppe (= Winnweiler Schichten) vor. Zu dieser Zeit gleichen sich schon wieder die während der oberen Tholeyer- und Grenzlagergruppe vorherrschenden Lokalfazien aus, die jetzt, im großen gesehen, durch die Gliederung der Senke in Nahe-Prims-Mulde—Pfälzer Sattel und Vorhardt-Mulde bestimmt sind. In keinem Fall ist noch eine Rand-, Übergangs- und Beckenfazies im Sinne des Unterrotliegenden gegeben. Die meisten Merkmale der Sedimente sprechen dafür, daß die Ausbreitung und Ablagerung der Schichten in stärkerer Abhängigkeit von der Morphologie, auch im Becken selbst, und von einer wechselnden Transportkraft in breit ausladenden, fluviatilen Fächern erfolgt ist. Als Liefergebiete treten besonders der Hunsrück und auch lokale Bereiche im Ablagerungsraum in Erscheinung. Zu den letzteren gehören vor allem die subvulkanischen und vulkanischen Einheiten, die im Zusammenhang mit der an der Wende ru/ro einsetzenden Tektonik entstanden sind. Ihre Förder- wie Abtragungsprodukte vermehren die Zahl der Lokalfazien. Bemerkenswert sind die Einkieselungen und Verkieselungen, durch die sich manche Sedimente und Pflanzenfragmente auszeichnen. Tier- und Pflanzenreste finden sich nur an wenigen Stellen, wo sie als Beweis eines lokal begrenzten, vorübergehenden Lebensraumes relativ gehäuft auftreten. Diese grundsätzlichen Unterschiede zum Unterrotliegenden sind die Folge der durch die Tektonik und ihre Begleiterscheinungen veränderten Verhältnisse in der Saar—Nahe-Senke und ihren Randgebieten, wobei in den verbliebenen Sedimentationsräumen die Auffüllung die Absenkung überholt. Nunmehr kommt auch der Einfluß eines semiariden Klimas zur Geltung.

27. Januar 1955

Vorträge der Herren H. Udluft, Wiesbaden, u. V. Jacobshagen, Marburg:

Beitrag zur Kenntnis des niederhessischen Periglazials und der Alterseinstufung einiger niederhessischer Kiesablagerungen

1 Abbildung

Der Braunkohlentagebau Altenburg 2 der Preuß. Elektrizitäts-A.G. in Borken ist einer der größten, wahrscheinlich der größte Aufschluß Hessens, der an Größe nur von dem Tagebau Altenburg 4 übertroffen werden wird. Bei Baggerarbeiten an dem sog. 1. und 2. Vorschnitt dieses Tagebaues wurde vor einigen Jahren, obwohl der gesamte Tagebauraum sorgfältig abgebohrt war, unerwartet eine Basaltscholle angetroffen, deren Umgebung uns veranlaßte, das Profil der mit einem Schaufelradbagger freigelegten Wand maßstäblich zu zeichnen. Auffällige Erscheinungen in dieser Tagebauwand veranlaßten wiederholte Besuche und führten zu einer Zusammenarbeit zwischen dem Hess. Landesamt für Bodenforschung, dem Geol. Institut in Marburg und der Preuß. Elektrizitäts-A.G. in Borken, die durch Jahre hindurch fortgesetzt wurde, bis der Tagebau Altenburg 2 seine größte Ausdehnung erreicht hatte. Während dieser Zeit sind in unregelmäßigen Abständen eine beträchtliche Anzahl von Profilen maßstäblich gezeichnet worden, aus deren Gesamtvergleich heraus die im Vortrag vorgebrachten Folgerungen gezogen wurden.

Die Aufnahmen haben z. T. unerwartete Bilder kennen gelehrt, die auf diesem Weg festgehalten wurden, da sie ja dem Abbau zum Opfer fielen. Sie werden an anderer Stelle veröffentlicht. Diese Vorschnitte in pleistozänen Bildungen über dem tertiären Sockel boten einen Einblick in periglaziale Erscheinungen, wie sie bisher in diesem Umfang und Ausmaß

noch an keiner anderen Stelle des niederhessischen Raumes und auch der umgebenden Gebiete eingesehen werden konnten. Eine Reihe von Fossilfunden sowie der Vergleich verschiedener Merkmale im Lößprofil, die Höhenlage und der Vergleich mit Kiesaufschlüssen in der Umgebung haben eine Gliederung und die Entwicklung der Talgeschichte des Schwalmtales erkennen lassen, die durch die beiden folgenden Profilskizzen erläutert werden, von denen das erste ein Profil durch den Höhenrücken bei Großenenglis wiedergibt (1 a), während das zweite die Verhältnisse im Talrand des Schwalmtals kennzeichnet (1 b).

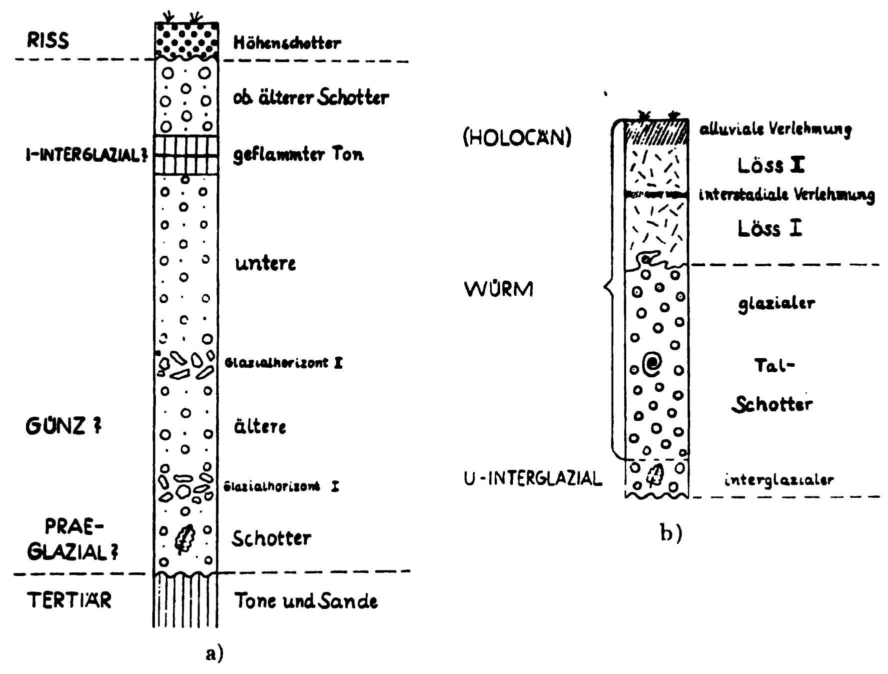


Abb. 1. a) Schematisches Profil durch den Höhenrücken bei Großenenglis. b) Schematisches Profil am Talrand des Schwalmtales.

Die gezeichneten Profile ließen Rutschungen von großen Tertiärsedimentschollen und von Basaltschollen erkennen, die von dem im Süden ansteigenden „Blumenhain" nach Norden in den Raum des Kiesrückens zwischen dem Schwalm- und Edertal von Großenenglis und der Kalbsburg abglitten. Diese Schollen von Tertiär- und Basaltbrocken liegen unter und zwischen pleistozänen Sanden und Kiesen und zeigen Bewegungs-, Stauchungs- und Faltungsbilder von einer außerordentlichen Vielfalt. Den Sand- und Kiesmassen sind z. T. typische Verwerfungen aufgeprägt, die zunächst als Anzeichen jüngster Tektonik ansprechbar erschienen, bis sich zeigte, daß die darunterliegenden tertiären Schichten von dieser Tektonik nicht betroffen waren. Auch diese Bruchererscheinungen in den Sanden und Kiesen sind als Auswirkungen der Bewegungen von gefrorenen Sand- und Kiesschollen im Wechselspiel von Frost- und Tauperioden anzusprechen.

Als ein wesentliches Ergebnis ließ sich (in Übereinstimmung mit den beiden vorgegebenen Profilen) ablesen, daß eine bedeutsame Änderung in der Landschaftsgestaltung und der Talbildung in die Zeit zwischen Riß und Würm gestellt werden muß. Die Zuordnung der aufgenommenen Erscheinungen in die älteren Eiszeiten und Interglaziale sowie insbesondere in den Höchststand der Rißeiszeit, das Abklingen der Rißeiszeit, das Riß-Würm-Interglazial, das beginnende Würmglazial bis zum Hoch-Würmglazial ist noch nicht ohne weiteres möglich. Die Untersuchungen werden im Tagebau Altenburg 4 fortgesetzt.

Die aufgenommenen Profile werden ausführlich bearbeitet im Notizblatt des Hess. Landesamtes für Bodenforschung erscheinen.

24. Februar 1955

Vortrag von Herrn F. Kutscher, Wiesbaden:

Über den neuesten Stand der Angewandten Geophysik

Zur Erforschung des nicht sichtbaren Untergrundes, für die man in der Geologie weitgehend auf Analogieschlüsse angewiesen ist, bedient man sich heute der Meßmethoden der geophysikalischen Untergrundsforschung. Sie benutzt die Wirkung bestimmter physikalischer Eigenschaften von Gesteinen entweder in ihrer direkten Fernwirkung oder aber in ihrer Wirkung auf künstlich hervorgerufene physikalische Prozesse, um daraus Schlüsse auf das Vorkommen und die räumliche Ausdehnung von Gesteinen oder Lagerstätten nutzbarer Bodenstoffe zu ziehen. Die Angewandte Geophysik stellt im Gegensatz zur Allgemeinen Geophysik ihre Sondiermethoden in den Dienst der Beherrschung und Ausnutzung der Natur, indem die obersten Erdschichten, soweit diese von unmittelbarem wirtschaftlichem Interesse sind, erkundet werden.

Die Kennzeichen des heutigen Einsatzes der Methoden der Untergrundsforschung ist das Abrücken von der akademischen Forschung zu einem Routinebetrieb mit weitgehender Mechanisierung, wobei die praktische Verwendbarkeit der Methoden von der Wirtschaft gefordert und gefördert wird.

Da mit Hilfe der Methoden der Untergrundsforschung der stoffliche Aufbau der obersten Erdkruste in seinem bunten Wechsel, wie ihn die Erdkräfte geschaffen haben, festgelegt werden soll, ist die Fragestellung eine geologische. Die geophysikalischen Meßergebnisse sind im allgemeinen vieldeutig. Zur klaren Beantwortung der jeweiligen Aufgabenstellung ist es daher notwendig, mit Hilfe geologischer Erkenntnisse die wirklichen Untergrundverhältnisse eindeutig zu klären. Dadurch, daß man sich jedoch bemüht, die qualitativen Meßergebnisse durch quantitative zu ersetzen, bahnt sich zur Zeit auch hier eine Verschiebung in den Aussagen zugunsten der Angewandten Geophysik an.

Die geophysikalischen Methoden: Apparativer Fortschritt, Arbeitsrichtung, Methodik und Einsatzmöglichkeiten.

Die physikalische Gesteinseigenschaft, auf die die gravimetrischen Verfahren ansprechen, ist die Massendichte. Drehwaagen und Pendelapparate sind heute fast ganz von den statischen Schweremessern verdrängt, die eine Meßgenauigkeit von 0.01 mgal erreichen. Als Vorzüge sind geringes Gewicht, schnelle Meßmöglichkeit und hohe Empfindlichkeit zu nennen.

Bei den statischen Schweremessern wird die Gleichgewichtslage einer Masse beobachtet, deren Schwere eine Gegenkraft (zumeist elastische Federn) als Vergleichskraft entgegenwirkt. Als neuestes deutsches Instrument kann das Askania-Gravimeter GS 9 genannt werden. Vorzüge dieses Instruments sind der lineare Skalenwert, eine Eichvorrichtung, die die Konstanten in jedem Meßbereich zu kontrollieren gestattet, sowie ein relativ großer Meßbereich.

Gravimetermessungen sind heute nicht nur auf die feste Erdoberfläche beschränkt, sondern werden auch auf und unter Wasser in Form offener und geschlossener Taucherglocken mit Fernbedienung und Fernablesemöglichkeit angewendet und durch die Entwicklung eines Seegravimeters angestrebt.

Bei der Auswertung bemüht man sich durch höhere Ableitungen den Bestimmungsstücken der Gravimeteranomalien eine bessere Interpretation zu geben.

Über die Bedeutung für die Erforschung der Lagerstätten hinaus haben die Schweremessungen in neuester Zeit Anwendung in anderen wissenschaftlichen Disziplinen gefunden; so u. a. für die Durchrechnung der Präzisionsnivellements und die Eichung und Messung allerhöchster Präzision.

Die Seismik umfaßt die Meßverfahren, die heute bei der Untergrundsforschung mit Abstand am meisten und vielleicht auch am vorteilhaftesten zum Einsatz gelangen. Besonders die Reflexionsseismik ist ein untrennbarer Bestandteil der Erdöllagerstätten-Geologie geworden.

Mit Hilfe von Sprengungen im Boden werden künstliche Erdbeben erzeugt, deren Druckwellen in ihrem Verlauf durch die Erdkruste verfolgt werden. Aus den aufgenommenen Registerkurven können die seismischen Unstetigkeitsflächen sowie die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Wellen in den verschiedenen durchlaufenen Gesteinen bestimmt werden.

Die Abteufung der Bohr- und Schußlöcher, die früher einen großen Zeitverlust bedeutete, wird heute durch den Einsatz mechanisierter Bohrgeräte weitgehend verkürzt.

Die Fortentwicklung der Meßtechnik zielte im wesentlichen auf eine Rationalisierung ab. Durch Vermehrung der Seismographen wird eine Verlängerung der Beobachtungslinie pro Schuß erzielt. Der Energieausgleich, bisher durch abgestufte Sprengladungen erreicht,

wird heute automatisch durch technische Einrichtungen der Aufnahmeapparaturen erzielt. Der Einfluß störender oberflächennaher Schichten wird durch Gruppenschaltungen der Seismographen weitgehend eliminiert. Für seismische Aufschlußarbeiten in unwegsamem Gelände wurden tragbare Seismographen entwickelt.

Die reflektionsseismischen Messungen wurden in neuester Zeit auch in die Küstengewässer vorgetragen. So benutzt man in den Schelfgebieten freischwimmende Meßanlagen, die von Meßbooten geschleppt werden. Die Schußfolge kann dabei auf 5—7 Minuten herabgesetzt werden.

In der Auswertungs- und Deutungstechnik der Seismik ist man zu Hilfsuntersuchungen übergegangen, die weniger auf dem Gebiet der mathematischen Berechnung als vielmehr in der Richtung systematischer Untersuchungen zur Wellentheorie liegen. So untersucht man den Einfluß der Sprengtiefe, versenkt die Seismographen zur Bestimmung der Geschwindigkeiten, widmet man sich den Mehrfachreflexionen, den reflektierten Refraktionsimpulsen und konstruiert durchlaufende Refraktionshorizonte an steilen Flanken.

Der hohe Stand der heutigen Reflexionsseismik war an der Vermehrung der Erdölfelder von ausschlaggebender Bedeutung. Es gelang der modernen Reflexionsseismik, erdölführende Strukturen zwischen den Salzstöcken aufzufinden (zwischen Weser und Aller), die Flankenerfolge in Schleswig-Holstein vorzubereiten und die besonders schwierigen und kompliziert gebauten Strukturen zwischen Ems und Weser festzulegen. Hierzu treten die sichtbaren Erfolge der Reflexionsseismik im Rheintalgraben und im Molassetrog.

Richtungweisende Unterlagen für den Aufbau der tieferen Erdschichten sind bei den seismisch beobachteten Großsprengungen erzielt worden (Helgoland, Hasloch usw.). Verschiedene Alpengletscher und das Inlandseis von Grönland wurden neuerdings seismisch untersucht, wobei ebenfalls aufklärende Ergebnisse gewonnen wurden. Nicht zuletzt darf auf die Überwachung von Sicherheitspfeilern im Bergbau mit seismischen Methoden hingewiesen werden.

Die erdmagnetischen Meßmethoden erfassen die magnetisch wirksamen Gesteine im Untergrund in Form von Störungen des erdmagnetischen Feldes, aus denen Schlüsse über die Lage, Form und Größe der verursachenden Gesteinskörper im Untergrund gezogen werden können.

Nach dem letzten Weltkrieg war man — vor allem in Amerika — dazu übergegangen, die zeitraubenden Messungen auf der Erde durch Messungen aus der Luft zu ersetzen (Airborne-Magnetometer). Neuerdings werden sogenannte Vektor-Flugmagnetometer eingesetzt, die zur Bestimmung sämtlicher magnetischer Komponenten dienen.

Neben den gebräuchlichen SCHMIDTschen Feldwaagen wurden Torsionsmagnetometer entwickelt, da die Verwendung von Torsionsfäden als Meßnormale für magnetische Drehmomente erhebliche Vorteile bietet. Die Askaniawerke haben ein Universalinstrument (UTM) gebaut, welches es erlaubt, zu gleicher Zeit D, H und Z zu messen. Beschrieben werden weiterhin Induktionsmagnetometer mit schwingender Spule.

Bezüglich der Auswertetechnik ist man ähnliche Wege gegangen wie bei der Gravimetrie. Die 2. Ableitung bzw. Gradientenmessungen helfen auch hier, eine genauere und vollständigere Ansprache der Anomalie zu ermöglichen.

Neben den bisher üblichen erdmagnetischen Untersuchungen ist man dazu übergegangen, mikromagnetische Messungen auszuführen und zu deuten. Man erkannte, daß diesen mikromagnetischen Störungen mit Dimensionen von nur wenigen Metern eine besondere geologische Bedeutung zukommt, da sie materialgebunden sind und einen Störzustand angeben, der dem oberflächlich anstehenden geologischen Gestein entspricht.

Als neuer meßmethodischer Fortschritt für die Auswertungstechnik der Isanomalen darf die in der Tektonik bisher verwendete Richtungsstatistik genannt werden.

Mit Hilfe der geoelektrischen Meßverfahren, bei denen die physikalischen Eigenschaften durch künstliche Impulse angeregt werden, bestimmt man die elektrische Leitfähigkeit.

Der Schwerpunkt meßmethodischer und instrumenteller Entwicklung liegt heute zweifellos bei den Bohrlochmessungen. Nachdem das Mikrologverfahren grundlegend Eingang gefunden hat, ist die SCHLUMBERGER- Gesellschaft in neuester Zeit auf dem Gebiet der Widerstandsmessungen mit dem Laterologverfahren auf den Plan getreten. Durch besondere Elektroden, die von einem automatischen Richtsystem gesteuert werden, gelingt es, den Strom flächenförmig, in vorher bestimmter Dicke gebündelt, in die Schichten zu schicken. Es ist so möglich, die Schichtenfolge scharf zu unterscheiden und dem wirklichen Formationswiderstand sehr nahezukommen.

Zur Untersuchung großräumiger Strukturen und Verwerfungszonen, mit einer Tiefenwirkung bis zu 1000 m, können elektrische Messungen auch vom Flugzeug aus durchgeführt werden.

Bei der Oberflächenelektrik ist ein verstärkter Einsatz auf hydrogeologischem Gebiet zu erkennen; sie kann die Untersuchungen der geologischen Verhältnisse von Grundwassergebieten auf eine gesichertere Basis stellen. Als Anwendungsgebiete dürfen das Aufsuchen und die Abgrenzung salzigen Grundwassers (Küstengebiete, Nordseeinseln), der Verfolg der Versalzung des Grundwassers durch Auslaugung in den Salzstockgebieten Norddeutschlands und die Aufsuchung und Bestimmung der Mächtigkeit und Beschaffenheit von Sanden und Kiesen sowie die Angabe des Reliefs der wassertragenden Schicht genannt werden (alte Flußläufe).

Für die Erfassung der Leitfähigkeitsverteilung bedient man sich neuerdings (in Deutschland noch nicht eingeführt) der kurzperiodischen tellurischen Ströme (Tellurik). Es sind natürliche Stromquellen, die durch in der Ionosphäre fließende Wirbelströme in der Erdkruste induziert werden und eine große Eindringtiefe besitzen.

Nachdem es SCHLUMBERGER 1939 bei der Erprobung dieses angewandten Verfahrens im Oberelsaß erstmalig gelungen war, eine Salzaufpressung von 30 km Länge nachzuweisen, wurde diese Sondiermethode nach der Unterbrechung durch den 2. Weltkrieg weiter ausgebaut für die Feststellung schlechtleitender Horizonte erdölhöffiger Strukturen des tieferen Untergrundes, wobei heute erfolgreiche Ergebnisse zu buchen sind.

Bei den radioaktiven Meßverfahren ist zu den bekannten Elektrometern und Zählrohren für die Prospektion das Szintillometer getreten, welches bei der Uransuche — vor allem im nordamerikanischen Kontinent — zu großen Erfolgen geführt hat.

In Deutschland ausgebaut wurde ein Verfahren, welches die natürliche Radioaktivität des Kaliums ausnutzt. Es gelingt damit, den Kaligehalt bis auf 1% genau sowohl im Labor als auch unter Tage in 6—8 Minuten zu bestimmen. Man ist so in der Lage, den bergmännischen Abbau laufend zu überwachen, was mit chemischen Mitteln nur mit großem Zeitverlust durchzuführen ist.

Mit besonderem Erfolg werden die radioaktiven Verfahren auch bei Bohrlochuntersuchungen eingesetzt. Einmal liegt der Vorteil darin, daß man auch im verrohrten Bohrloch messen kann, und zum anderen vor der Verrohrung eine künstliche Aktivierung der Schichten durchführen kann, die man nach der Verrohrung mit Sicherheit wiederfinden muß.

Ein Zuwachs an Verfahren ist auch für die geologische Altersbestimmung festzustellen. Ebenso wurde in allerneuester Zeit die Lagerungsdichte des Baugrundes mittels radioaktiver Isotopen bestimmt.

Die Angewandte Geophysik als wirtschaftlicher Faktor.

Die Zahl der eingesetzten geophysikalischen Meßtrupps sowie die Ausgaben insbesondere der Erdölindustrie für die Durchführung geophysikalischer Messungen haben sich in den letzten 20 Jahren fast verzehnfacht. Allein die Erdölindustrie der USA. erhöhte die Ausgaben für geophysikalische Untersuchungen von 430 Millionen DM im Jahre 1947 auf 1.5 Milliarden DM im Jahre 1951.

Die geophysikalische Aufschlußtätigkeit der Welterdölindustrie verzeichnete in den Jahren 1950—51 eine Zunahme der seismischen Trupps um 21% und der Gravimetertrupps um 15.5%.

Ein Aufklärungsfilm der SCHLUMBERGER-Gesellschaft, der in den letzten Jahren gezeigt wurde, stellte heraus, daß auf der ganzen Erde alle 4 Minuten eine Bohrlochmessung dieser Gesellschaft durchgeführt wird.

Interessanten Aufschluß gibt auch das Verhältnis der fündigen zu nichtfündigen Aufschlußbohrungen in USA. im Mittel der 5 Jahre 1947—51:

ohne wissenschaftliche Vorbereitung	1 : 30
mit geologischer Vorbereitung	1 : 10
mit geophysikalischer Vorbereitung	1 : 6
mit geologischer und geophysikalischer Vorbereitung	1 : 5.

Die Angewandte Geophysik, deren Anfänge als wirtschaftliche Sondiermethode in die Zeit nach dem 1. Weltkrieg fallen, entwickelt sich vor unseren Augen. Die große Initiative, die hierbei an den Tag gelegt wird, ist dem gewöhnlichen Betrachter nur sehr mangelhaft zugängig. Es ist daher zu begrüßen, daß durch die Neugründung der European Association of Exploration Geophysicists (E.A.E.G.) eine Koordinierung der europäischen Entwicklung versucht wird. Diese Gesellschaft, die auch ständige Ausschüsse eingesetzt hat, tagt im Jahr 2mal.

Bei der Weiterentwicklung der geophysikalischen Meßmethoden, die durch die Zweckmäßigkeit und Konkurrenzfähigkeit regiert wird, überwindet die Privatinitiative die Hemmungen, die ein staatlicher Verwaltungsapparat mit beschränkten Mitteln besitzen muß. Nachteilig wirkt sich dies jedoch auf die akademische Ausbildung des Nachwuchses aus. Es ist nicht uninteressant, daß die amerikanische Presse einen fühlbaren Mangel an Geophysikern

mit guter Ausbildung und ausreichender Erfahrung herausstellt, der sich der wünschenswerten und wirtschaftlich durchaus gerechtfertigten stärkeren Ausweitung der geophysikalischen Untersuchungstätigkeit entgegenstellt.

Als erfreuliche Tatsache ist zu werten, daß die Geologischen Landesämter in der Bundesrepublik in klarer Voraussicht und auf den Erfahrungen der geophysikalischen Reichsaufnahme aufbauend, nach dem letzten Weltkrieg die Angewandte Geophysik als Gemeinschaftsaufgabe betreiben und durch einen Stab geeigneter Fachkräfte bei der wissenschaftlichen und praktischen Fortentwicklung grundlegend mitarbeiten.

Nur durch die forschende Tätigkeit können schwierige Untergrundsprobleme gemeistert werden. Dieser Einsicht folgend hat auch das Bundeswirtschaftsministerium zusammen mit dem Bergbau durch die Bereitstellung von geldlichen Mitteln den Weg für geophysikalische Forschungsarbeiten geebnet, wie sie zur Zeit im Eisenerzbergbau des Siegerlandes sowie in Hessen betrieben werden.

Vortrag von Herrn F. Nöring, Wiesbaden:

Grundwassererschließung für landwirtschaftliche Bewässerung in ariden Gebieten mit besonderer Berücksichtigung der Hochebene von Konya (Anatolien)

(s. ds. Bd., S. 169).

24. März 1955

Vortrag von Herrn H. Tobien, Darmstadt:

Eine stampische Kleinsäugerfauna aus der Grenzregion Schleichsand/Cyrenenmergel von Heimersheim bei Alzey (Rheinhessen)

Im Gegensatz zu den reichen aquitanischen Säugerfundstellen im Mainzer Becken (Weisenau, Budenheim, Heßler usw.) hat das Stampien bisher nur wenige Funde landbewohnender Mammalier geliefert (*Apterodon*, *Praeaceratherium*, *Anthracotherium*, *Bachitherium*, *Lophiomeryx* aus dem Meeressand und Cyrenenmergel, sowie einige Kleinsäuger aus dem Cyrenenmergel). Bei Kartierungsarbeiten auf Bl. Alzey fand Herr Dipl.-Geol. E. Walger beim Ausschlämmen von Tonproben in den Übergangsschichten Schleichsand/Cyrenenmergel bei Heimersheim (2 km nw. Alzey) einige Knochenreste. Daraufhin erfolgte Entnahme von mehreren Zentnern Material, Ausschlämmen und Durchsuchen des Rückstandes ergab eine Kleinsäugerfauna, die in diesem Umfang für das Mainzer Becken neu ist.

In ihr sind vorhanden: *Peratherium*, Insectivoren (Soricide, Erinaceide), *Paracricetodon cadurcensis*, sowie mindestens 4 weitere neue, z. T. sehr kleine *Cricetodon*-Spezies, Archaeomyinen (*Taeniodus curvistriatus*, *Taeniodus* n. sp. cf. *avus*, *Archaeomys* cf. *laurillardi*), Gliriden (*Gliravus majori*, sowie eine zu *Peridyromys* gehörige Spezies), Sciurus, kleiner als *Sc. chalaniati*. Die Kleinraubtiere sind durch einen Marder-Artigen (*Plesictis*), die Huftiere durch *Caenotherium* vertreten. Insgesamt sind bis jetzt mindestens 16 Kleinsäuger-Arten belegt, wobei Cricetodonten und Archaeomyinen nahezu die Hälfte aller Nagerzähne ausmachen. Dazu kommen noch Kieferreste, Wirbel und Hautverknöcherungen von Lacertiliern (*Ophisaurus*), Fischwirbel und Schlundzähne von Cyprinoiden.

Die Materialien — meistens Einzelzähne, seltener Kieferfragmente sowie Knochenreste — sind in einer etwa 50 cm mächtigen Lage angereichert, die nach den Untersuchungen von Walger möglicherweise den tiefsten Cyrenenmergellagen, sicher der Grenzregion Schleichsand/Cyrenenmergel, zuzurechnen ist. Die Knochen und Zähne sind vom nahen Festland her eingeschwemmt worden (der Pfälzer Sattel bildete hier eine nach NE vorspringende Halbinsel am Westrand des damaligen Sedimentationsbeckens), wobei in selektiver Weise — evtl. durch schwache Strömung bedingt — nur die kleineren und kleinsten Reste im Bereich der Fundstelle zur Ablagerung kamen. Darin besteht gewisse Ähnlichkeit mit Kleinsäugervorkommen in der schweizerischen und bayerischen Molasse.

Nach dem Schichtverband gehört die Faunula in das Stampien. Dies belegen ferner die Archaeomyinen, die auf diese Stufe beschränkt sind. Innerhalb der Abfolge der stampischen Säugerfaunen — soweit sie bisher überhaupt fixiert ist — muß sie wohl einem älteren Niveau zugewiesen werden. Das obere Stampien (*Microbunodon-Ramondi*-Horizont) enthält andere Cricetodonten, kein *Paracricetodon cadurcensis*, keinen *Gliravus*, dafür nur evoluiertere Gliriden, keinen *Taeniodus*, sondern terminale *Archaeomys*, und scheidet daher aus. Innerhalb des — im säugetierpaläontologischen Sinne — älteren Stampien dürfte die Lokalität aber eine etwas jüngere Phase repräsentieren. (Vorhandensein z. B. des *Archaeomys* cf. *laurillardi*

und *Peridyromys*.) Auch regional stratigraphische Erwägungen sprechen hierfür, da das unterste Stampien etwa dem Meeressand und Rupelton entspricht.

Nicht ohne Bedeutung ist die Einhängung der Fundstelle in die marine Gliederung des Stampien, innerhalb welcher älteres Rupelien von jüngerem Chattien getrennt wird. Im Mainzer Becken ist — nach STEUER und WENZ — seither so verfahren worden, daß Meeressand, Septarienton und Schleichsand zum Rupelien, Cyrenenmergel und Süßwasserschichten zum Chattien gezogen wurden. Demnach würde die Heimersheimer Faunula an die Wende Rupelien/Chattien, möglicherweise in das unterste Chattien (sofern es sich um untersten Cyrenenmergel handelt) zu stellen sein. Dies hängt jedoch weitgehend davon ab, wieweit der Cyrenenmergel wirklich in v o l l e m Umfang das zeitliche Äquivalent der Kasseler Meeressande — der Typuslokalität des Chattien — ist. Dieser Beweis scheint mir aber noch nicht in befriedigendem Umfange erbracht zu sein. Die oben erwähnte Frage muß daher vorderhand noch offen bleiben. Möglicherweise gehört die Faunula an die Wende Chattien/Rupelien (bzw. in das unterste Chattien), auf alle Fälle dürfte sie aber hiervon zeitlich nicht sehr weit entfernt sein.

Für eine Übertragung der Zeitmarke: Wende Rupelien/Chattien in andere Sedimentationsräume (z. B. alpine Molasse) wird die Kleinsäugerfauna von Heimersheim trotzdem gewisse Anhalte liefern können. Sie kommt der Typus-Region des Chattiens (Kasseler Bucht) räumlich sehr nahe, und liegt in einem Schichtglied, von dem erwartet werden kann, daß seine Beziehungen zum Kasseler Meeressand (der ja bisher noch keine Landsäugerreste geliefert hat) mittels Foraminiferen, Ostracoden und Mollusken klärbar sind. Untersuchungen hierzu sind vorgesehen.

28. April 1955

Vortrag von Herrn Hans DENGLER, Weilburg (Lahn):

Geologie und Lagerstätten im Westteil der Insel Thasos (Griechenland)

Die Insel Thasos ist die nördlichste größere (550 km²) Insel in der Ägäis. — Sie ist aus einer insgesamt mehr als 1500 m mächtigen Wechselfolge kristalliner Schiefer (Sericit-, Hornblende-, Chlorit- und Epidotschiefer) sowie Kalken, Marmoren und Dolomiten aufgebaut, deren einzelne Glieder zwischen 40 und 300 m mächtig werden können. Das Alter dieser Folge gilt nach DE LAUNAY (1898) und PHILIPPSON (1914) als archaisch. Vornehmlich im Südwesten der Insel wird diese Folge von einem tertiären Küstenkonglomerat überdeckt. Quartäres Alter dürfte die ± sandigen Lagen in den Talauen und Küstenniederungen besitzen. — Von magmatischen Gesteinen ist bisher nur Rhyolit, der unmittelbar östlich Limenaria ansteht, und aus Lesesteinen (SPEIDEL 1929) Andesit bekannt. — Dem magmatischen Geschehen, durch das die genannten Eruptiva entstanden sind, entstammen auch erzhaltige Lösungen, die u. a. zur Bildung von Galmei- und Eisenerzlagerstätten führten.

Das generelle Schichtstreichen verläuft SE—NW. Das Einfallen ist im Nordostteil der Insel flach nach SW, im Südwestteil flach nach NE gerichtet, so daß die Insel als eine große flache Mulde anzusehen ist, deren Achse in südost-nordwestlicher Richtung etwa durch die Inselmitte streicht.

Tektonische Beanspruchung hat an oft mehrere Kilometer langen, steilstehenden Störungen die Schichten in einzelne Schollen zerlegt, die morphologisch meist deutlich hervortreten. An den Schollengrenzen ist das Gebirge stark zerstückelt und gefaltet, so daß örtlich kleinere Spezialsättel und -mulden enstanden sind. In diesen stärker beanspruchten und gestörten Zonen treten vornehmlich die Lagerstätten auf. — Bruchlinienbildung, Auftreten magmatischer Gesteine und Entstehung der Lagerstätten sind genetisch miteinander verknüpft, da die während der gebirgsbildenden Vorgänge entstandenen Störungen die Aufstiegsbahnen des Magmas und der aus diesem abzuleitenden erzhaltigen Lösungen darstellen. Die Ausfällung dieser Lösungen erfolgte primär metasomatisch in vorwiegend dolomitischen Gesteinen. Nach SPEIDEL (1929) lassen sich zwei Hauptvererzungsphasen unterscheiden:

1. Dolomitisierung der Kalke mit Absatz von Baryt und manganhaltigem Spateisenstein, der sekundär in Brauneisenstein und z. T. in Roteisenstein umgewandelt wurde;
2. die in mehrere Unterphasen zerfallende Haupterzbildung, die primär zur Ausfällung von vorwiegend Zinkblende, Bleiglanz, Schwerspat und Pyrit geführt hat. Sekundär erfolgte dann die Umwandlung dieser Minerale in Galmei unter weiterer metasomatischer Verdrängung der dolomitisierten Kalke.

Die ursprüngliche Vererzung durch sulfidische Blei-, Zink- und karbonatische Eisenerzmineralien ist trotz bedeutender, durch Einwirkung der Atmosphärilien verursachter Umlagerung des Metallgehaltes und Umwandlung der primären Erze auf nahezu allen Lager-

stätten noch zu erkennen. Infolge der unterschiedlichen Widerstandsfähigkeit der Erzmineralien gegenüber den Einflüssen der Verwitterung entstanden bei den Blei-Zink-Erz-Lagerstätten sekundäre Teufenunterschiede in der Art, daß — infolge der schlechteren Löslichkeit von Bleierz — in den oberen Horizonten reichere Bleierze und ärmere Galmeie und in tieferen Lagen — infolge leichterer Löslichkeit der Zinkblende — reichere Galmei-Erze mit geringeren Bleigehalten auftreten.

Schriften

DE LAUNAY, L.: Etudes géologiques sur la Mer Egée. — Annales des Mines, XIII Série, 1898.

PHILIPPSON, A.: Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltungsgebirge. — Peterm. Mitt. II, 1914.

SPEIDEL, J.: Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Lagerstätten der Insel Thasos. — Diss. Freiberg 1929.

REGISTER

SACHREGISTER

A

B

C

D

E

F

G

ORTSREGISTER

Verzeichnis der Bibliothek der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Hannover, Wiesenstraße 72—74

1956

Der letzte Katalog der Bibliothek unserer Gesellschaft wurde von P. DIENST bearbeitet und als dicker Band 1930 herausgegeben. Da unsere Bücherei inzwischen durch die Kriegsereignisse wesentlich dezimiert wurde, ist das heute erscheinende Verzeichnis wesentlich dünner. Es enthält nur denjenigen Teil unseres alten Besitzes, der in westliche Gebiete ausgelagert war. Wir besitzen noch die Zeitschriften, jedoch im allgemeinen leider nur bis zum Jahre 1938 und die jüngeren Bände, die seit 1945 vorwiegend durch Tausch wieder dazukamen. Zur Zeit stehen wir mit so vielen Tauschpartnern in Verbindung, daß wir von etwa 350 Reihen die Neuerscheinungen laufend bekommen. Einzelwerke aus dem Vorkriegsbestand, die während des Krieges anderweitig ausgelagert wurden bzw. in Berlin verblieben, sind hier nicht mehr vorhanden. Im wesentlichen durch Spenden kamen diejenigen Bücher bzw. Sonderdrucke in den Besitz der Gesellschaft, die in dem vorliegenden Verzeichnis unter B und C aufgeführt sind.

Die im Verzeichnis enthaltenen Abkürzungen richten sich nach DIN-Blatt 1502, Februar 1955, Internat. Regeln für die Kürzung der Zeitschriften-Titel. Unvollständigkeit innerhalb einer Zeitschriftenreihe ist durch das Wort „Lücken" angegeben, wenn es sich um mehrere Bände oder Nummern handelt; geringfügige Lücken, z. B. ein Band in einer größeren Reihe, sind jedoch nicht immer angegeben.

Aufgestellt ist die Bücherei in einem gesonderten Teil des Bibliotheksflügels im Amt für Bodenforschung, Hannover. Bearbeitung und Verwaltung werden selbständig durchgeführt. Ausleihwünsche sind grundsätzlich an die Archivarin, Frau Dr. Beata Moos, Hannover, Wiesenstr. 72, zu richten. Das Porto für den Versand ist vom Entleiher zu tragen und spätestens bei Rückgabe des Buches beizufügen.

Auch diesem Verzeichnis seien die Worte von Paul DIENST mitgegeben:

„Zweierlei Hoffnungen knüpfen sich an die Herausgabe: Stärkere Benutzung der Schätze der Gesellschaftsbibliothek und die Anregung an die Fachgenossen, in noch vermehrtem Maße die eigenen Veröffentlichungen unserer Bücherei zu überweisen, deren Vermehrung außer durch den Austausch gegen die Zeitschrift der Gesellschaft ja lediglich durch diese Geschenke erfolgt."

Hannover, den 10. Februar 1956.

B. Moos
Archivarin

A. Bücher und Einzelschriften

RÉE, Karl: Der Bernstein. Das Bernsteinland und sein Leben. 95 S., Stuttgart 1951.
AS für angewandte Steinkohlenpetrographie. Hrsg. v. d. Dt. Kohlenbergbauleitung in Verb. m. d. Amt f. Bodenforschg., 329 S., Essen 1951.

RMANN, Rolf B.: Appunti sulla geologia della Sicilia centromeridionale. 60 S., 4 Taf., 1 Kt., Rom 1938.
G, Helmut: Einführung in die Physik der festen Erde. 295 S., Stuttgart 1949.
RLEN, Karl: Welche Versteinerung ist das? Tabellen zum Bestimmen von Versteinerungen Mitteleuropas. 166 S., Stuttgart 1951.
.IOGRAPHIE, Hydrologische, für d. J. 1951 mit Nachtr. f. 1950: Deutschland, 119 S., Koblenz 1955.
E, Walter: Estudios geomorfologicos de los yacimientos de guano situados entre Arica y Antofagasta. 110 S., Santiago 1950.
KE, Erich: Die technischen Vorschriften für Brunnenarbeiten der Verdingungsordnung für Bauleistungen. Erläuterungen zum Normblatt DIN 1983. 2. Aufl., 95 S., Oldenburg i. O., 1949.
KMANN, Helmut: Petroleum, das „Grüne Gold", 209 S., Hamburg 1949.
CKMANN-JEROSCH, Marie, Arnold HEIM & Helene HEIM: Albert Heim. Leben und Forschung. 268 S., Basel 1952.
AN, W. H.: A Glossary of Queensland Stratigraphy. 69 S., Brisbane 1928.
HWALD, Eberhard: Einführung in die Kristalloptik. 4. Aufl., 138 S. (Sammlung Göschen 619), Berlin 1952.
ÜLOW, Kurd: Geologie für Jedermann. 4. Aufl., 246 S., Stuttgart 1954.

ISCH, Joos: Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl., 480 S., Basel 1953.
.LEUX, André: Analyse et critique des travaux scientifiques de M. André Cailleux de 1933 bis 1948. 28 S., Paris 1948.
UBERT, G., & Jean MARCAIS: La Géologie marocaine. 12 S., Paris o. J.
NELIUS, Hans Peter: Grundzüge der allgemeinen Geologie. 315 S., Wien 1953.
ELO NEIVA, J. M.: Rochas e minerios da regiao Braganca-Vinhais. 251 S., Porto 1948.

COSTA & J. CARRINGTON: Noticia sobre una carta geologica de Bucaco, de Nery Delgado. 27 S., Lissabon 1950.

EMOV, N.: Die Entwicklung der chemischen Elemente. T. 2: Skizzen aus der Chemie der Erde im Aspekte der Kernumwandlungen. 218 S., München 1947.
BRINK, Dirk Pieter: A Review of fossil and recent bears of the old world with remarks on their phylogeny, based upon their dentition. Vol. 1.2 nebst Index. Diss. Utrecht, Deventer 1953.
ÖL und Tektonik in Nordwestdeutschland. Hrsg. v. A. BENTZ. 387 S., Hannover-Celle 1949.
URSIONSFÜHRER, Geologischer, für Osnabrück. Anläßl. d. 104. Hauptversammlung der D.G.G. 1952 in Osnabrück, hrsg. von GERHARD KELLER. 62 S., Osnabrück 1952.
URSIONSFÜHRER, Kleiner geologischer, durch den Breisgau und das Markgräflerland. Zur 70. Tagung des Oberrhein. Geol. Ver. zu Freiburg i. Br. 1949. 27 S., Villingen 1949.

LOT, P., & A. MARIN: La Cordillera del Rif. T. 1. 2. Nebst Atlas. Madrid 1937.
LOT, P., & L. DONCIEUX: Nuevas Observaciones sobre el Flysch del Rif Espanol. 198 S., Madrid 1936.
UGLIO, Egidio: Descripcion geologica de la Patagonia. T. 1—3. Buenos Aires 1949—1950.
EDBERG, Wilhelm: Mollusca miocenica Poloniae et regionum vicinarum. 1, 1—3, Krakow et Warszawa 1951—55.

BOLE, N. N.: Does Sambhar Lake owe its salt to the rann of cutch? 59 S., Jaipur 1952.
OETHE, Johann Wolfgang: Schriften zur Geologie und Mineralogie 1812—1832. Hrsg. von Günther SCHMID. 438 S., Weimar 1949.

GRAHMANN, Rudolf: Urgeschichte der Menschheit. 311 S., Stuttgart 1952.
GRANIGG, B.: Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien. Ihre Entstehung, Bewertung und Erschließung. 217 S., Wien 1951.
GRAUL, Hans: Geograph. Landesaufnahme 1 : 200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräuml. Einheiten auf Blatt 179 Ulm. 39 S., Stuttgart 1952.
GRAUPNER, A., & W. DIENEMANN: Der Aufbau der Stadt Hannover. 3. Denkschrift: Der Baugrund. 25 S. und je 9 Bohr-, Baugrund- und Wasserkarten. Hannover 1951.
GÜNTHER, Wilhelm: Eine heimatkundliche Geologie, dargestellt an Barmbek-Uhlenhorst. 66 S., 3 Kt. Mitt. Geol. L.-Amt, 20. Hamburg 1955.

HECK, Herbert Lothar: Der Grundwasserschatz in Schleswig-Holstein. 72 S., Hamburg 1949.
HOPMANN, Michael, J. FRECHEN & K. KNETSCH: Die vulkanische Eifel. 103 S., Wittlich 1951.

JEANNEL, R.: Introduction à l'entomologie. P. 3. 101 S., Paris 1946.

KEGEL, Karl: Der Salzstock Mirowo bei Provadia in Bulgarien. 26 S., Berlin 1951.
KELLER, Reiner: Untersuchungen über den industriellen Wasserbedarf in der Bundesrepublik Deutschland. Hrsg. v. Amt für Landeskunde. 135 S., Remagen 1952.
KENTER, Erich: Bergbau im Lande Lippe. 71 S., Detmold 1954.
KOEHN, Henry: Sylt. Eine Wanderung durch die Natur- und Kulturwelt der Insel. 175 S., Hamburg 1951.
— Die nordfriesischen Inseln. 4., ern. u. erw. Aufl. 223 S., 167 Taf., Hamburg 1954.
KUHN, Oskar: Lehrbuch der Paläozoologie. 326 S., Stuttgart 1949.
— Geologie von Bayern. 2., umgearb. u. stark erw. Aufl. 128 S., München 1954.
KÜHNEL, W.: Kalifachkunde. 308 S., Leipzig 1953.
KÜNDIG, E., & F. DE QUERVAIN: Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. 2. Ausg. 214 S., Bern 1953.
KÜPPER, Heinrich: Erweckung der Steine. Essays zur angew. Geologie in Österreich. 57 S., Wien 1951.

LANG, Rudolf: Die Landwirtschaft des Stadtkreises Wiesbaden im Rahmen des Wiederaufbaues der Stadt. 116 S., Diss. Landwirtschaftl. Hochschule Stuttgart-Hohenheim, Wiesbaden 1948.
LECOINTRE, Georges: La Touraine. 250 S., Paris 1949.
LIESEGANG, Karl: Deutsche Berg- und Hüttenleute in Süd- und Mittelamerika. 119 S., Hamburg 1949.

MACHATSCHEK, Fritz: Geomorphologie. 6. Aufl. 204 S., Stuttgart 1954.
MAGNESIUM, ein Pflanzennährstoff. Beitr. z. Frage der Magnesiumdüngung. 215 S., Berlin 1952.
MAIER, Wilhelm: Brillanten und Perlen. 188 S., Stuttgart 1949.
MAYER-GÜRR, Alfred: Grundfragen der Erdölförderung. 350 S., Berlin 1944.
MILOJEVIC, Sreten: Bibliographie géologique de la Yougoslavie du 14 siècle jusqu'à l'an 1944. 477 S., Belgrad 1952.
MORDZIOL, Karl: Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. 76 S., Wittlich 1951.
MÜLLER, Heinz: Die Halterner Talung. 483 S., Münster 1950.

OBST, Erich, & Kurt KAYSER: Die große Randstufe auf der Ostseite Südafrikas und ihr Vorland. 342 S., Hannover 1949.
OLIVEIRA, Euzebio Paulo DE: Mineral Resources of Brazil. 28 S., Rio de Janeiro 1930.

PARKER, Robert L.: Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Hrsg. unter Mitw. der Schweiz. Geotechn. Kommission. Rev. u. erg. Neuaufl. von „Die Mineralien der Schweizer Alpen", von P. Niggli, J. Koenigsberger u. R. L. Parker, Bd. 1, T. 2. 311 S., Basel 1954.
PASCOE, Edwin H.: A Manual of the geology of India and Burma. 3. ed. Vol. 1. 483 S., Calcutta 1950.
PFANNENSTIEL, M.: Das Quartär der Levante. 103 S., Mainz 1952.

QUELLE, Otto: 125 Jahre Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1828—1953. 35 S., Berlin 1953.

REGIONALE Geologie der Erde: I 5—8, II 4 b, III 4 a b. Akad. Verlagsges., Leipzig 1938—41.
ROMAN, Frédéric: Le Bas-Vivarais. 150 S., Paris 1950.
ROSPOND, Stanisl.: Slownik nazw geograficznych polski zachodniej i polnocnej. (Hrsg. v. d. Poln. Geogr. Ges.) T. 1. 2. Warschau 1951.
ROSSUM, Bob van: Geologie du Pli de Montpellier au sud de St. Paul — et — Valmalle (Herault). 56 S., 3 Kt., Diss. Utrecht. s'Gravenhage 1954.

SCHAFFER, Franz Xaver: Geologie von Österreich. 2. Aufl. 810 S., 97 Abb. u. 5 Karten, Wien 1951.
SCHEFFER, Ludwig R.: Begutachtung von Bergwerken und Bewertung von Bergwerksanteilen. 99 S., Düsseldorf 1953.
SCHMID, Josef: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. 144 S., Heidelberg 1955.
SCHNEIDERHÖHN, Hans: Einführung in die Kristallographie. 360 S., Freiburg 1949.
SCHRIEL, Walter: Die Geologie des Harzes. M. Beitr. v. E. KRZYWICKI und H. GRABERT. 308 S., Hannover 1954.
SCHUMACHER, F.: Die Lagerstätte der Trepca und ihre Umgebung. 65 S., Beograd 1950.
SCHWIND, Martin: Landschaft und Grenze. Geogr. Betrachtungen zur deutsch-niederländ. Grenze. 127 S., Bielefeld 1950.
SICKENBERG, Otto: Steine und Erden. 328 S., Bremen-Horn 1951.
SPOECKER, R. G.: Das obere Pegnitz-Gebiet. Die geol. u. hydrolog. Voraussetzungen f. eine Wassererschließung im fränk. Karst. 140 S., 79 Taf., Nürnberg 1950.
STACH, Erich: Lehrbuch der Kohlenmikroskopie. Bd. 1, 285 S., Kettwig 1949.
STRAELEN, Victor van: Volume jubilaire Victor van Straelen, Directeur de L'Inst. R. des Sciences Nat. de Belgique, 1925—1954. Vol. 1. 2. Bruxelles 1954.
— Discours prononcés à la manifestation d'hommage à Victor von Straelen... 39 S., Bruxelles 1954.
STREMME, Hermann: Die Böden der Deutschen Demokratischen Republik. 175 S., Berlin 1949.
TOPKAYA, Mehmed: Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. 132 S., Diss. Lausanne 1950.
TRIEBEL, Erich: Methodische und technische Fragen der Mikropaläontologie. 47 S., Frankfurt a. M. 1947.
TROMMSDORF, Fro: Mineralogie. 128 S., Hildesheim 1951.
UNESCO. Directory of institutions engaged in arid zone research. 110 S., Paris 1953.
VORTRÄGE der Baugrundtagung 1953 in Hannover. 191 S., Hamburg 1953.
WASSERWIRTSCHAFTSVERBAND, Südwestdeutscher. Vorträge, gehalten b. d. Tag. in Mannheim am 10. Nov. 1950. „Neuzeitl. Brunnenbau durch Horizontalbohrungen." Mannheim 1950.
WEICHELT, Friedr.: Handbuch der gewerblichen Sprengtechnik für Sprengmeister, Techniker und Ingenieure... 390 S., Halle 1949. 2. Aufl., 525 S., Halle 1953.
WJINEN, Jacobus Cornelius van: Etude micro-tectonique dans les Ardennes Luxembourgeoises. 60 S., 4 Taf., Diss. Utrecht 1953.
WIRTSCHAFT und Wissenschaft. 10 Vorträge, 113 S., Regensburg 1949.
WOLANSKY, Dora: Möglichkeiten der Nutzwassergewinnung aus dem Deckgebirge im niederrhein.-westfäl. Revier. 27 S., Herne 1954.
WOLDSTEDT, Paul: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 464 S., Stuttgart 1950.

B. Zeitschriften

Europa

Deutschland

N a t u r f. G e s. d. O s t e r l a n d e s i n A l t e n b u r g — Altenb

Mitt. **1—19.** 1837—1880; N. F. **1—4.** 1880—1888.
Kat. d. Bibl. 1884.

N a t u r h i s t. V e r. i n A u g s b u r g. — N a t u r w i s s. V e r. f. S c h w a b e n u n d N e u b u r g — Augsb

Ber. **8—13. 16—39. 41—47.** 1855—1929.

N a t u r f o r s c h. V e r. z u B a m b e r g. — N a t u r f o r s c h. G e s. z u B a m b e r g — Bamb

Ber. **1—21.** 1852—1910.

P r e u ß. A k a d. d. W i s s. (1945 ff.: Dt. Akad. d. Wiss.) — Be

Sitz.Ber. 1854—1938.
Math.-nat. Kl. 1949, **4.** 1951, **1.**
Index 1710—1870. 1859—73.
Abh. 1939. 1940. 1945/46, **6.** 1950, **1.**
Vortr. u. Schriften **32.** 1949.

P r e u ß. G e o l. L a n d e s a n s t. — Be

Erl. z. geol. Kt. v. Preuß.
Lfg. 91: Groß-Freden, Einbeck, Dransfeld, Jühnde.
„ 100: Seesen, Osterode, Zellerfeld, Harzburg, Riefensbeek.
„ 153: Salzhemmendorf, Gronau, Ottenstein, Holzminden, Höxter.
„ 182: Hildesheim, Kirchohsen, Sibbesse, Bockenem, Lamspringe.
„ 185: Heiligendorf, Gr.-Twülpstedt, Weferlingen, Königslutter, Süpplingen, Helmstedt.
„ 248: Gr.-Ottersleben, Schönebeck, Magdeburg + Ktnbl.
Abh. N. F. 71.

D t. G e o l. G e s. — Berl

Zeitschr. **1.** 1849—**105.** 1953 ff.
Index zu Bd. **1—50. 51—80.**
Kat. d. Bibl. 1930.

G e o l. I n s t. d. U n i v. B e r l i n, G r e i f s w a l d, H a l l e, R o s t o c k — Berl

Geologica **1. 2. 3. 4. 8. 11.** 1949—1952.

S t a a t l. G e o l. K o m m. d. D D R. — Berl

Abh., N. F. **210—218. 227—228.** 1948—1951.
Geologie 1. 1952, H. 1/2
Arch. f. Lagerstättenforsch. **79.** 1949.

G e s. f. E r d k u n d e — Berl

Die Erde 1949/50 ff.

V e r l a g B o r n t r a e g e r — Berl

Geotekton. Forsch. Hrsg. von Stille & Lotze.
H. 2—10. 1938—1953.

ot. Ver. f. d. Prov. Brandenburg u. d. angrenzenden Länder — Berlin
Verh. 1—41. 1870—1890 (10 fehlt).

umboldt-Univ. — Berlin
Wiss. Z., Math.-nat. R. 3. 1953/54 ff.

aturwiss. Ver. v. Neu-Vorpommern u. Rügen — Berlin
Mitt. 1—47. 1869—1920.

ergbau-A.-G. Lothringen — Bochum
Ber. üb. d. Geschäftsjahr 24/33. 1944/53.

aturhist. Ver. d. Preuß. Rheinlande u. Westfalens — Bonn
Verh. 1. 1844—107. 1953 ff.
Suppl. zu Bd. 38: Käfer Westfalens.
Reg. zu Bd. 1—40. 1883.

ıst. f. Raumforschung — Bonn
Inform. 1951 ff.
Mitt. 1—10. 12. 14—20. 22 ff. 1950 ff.
Denkschr., 2. Ausg. 1950.
Raumforsch. u. Raumordnung 11. 1953 ff.
Sonderheft: Ordnung und Planung im Ruhr-Raum. 1951.
Zeitschr. f. Raumforsch. 1950.
Sonderheft: Das deutsche Flüchtlingsproblem. 1950.
Jber. 1. 1949/51 ff.
Vortr. 1. 1951 ff.
Forschung und Leben 2. 1951.
Einzelschriften.

aturwiss. Ver. zu Bremen — Bremen
Abh. 1—17. 32 ff. 1868—1903. 1942 ff.

:hles. Ver. f. Berg- u. Hüttenwesen — Breslau
Jb. 1—3. 1859—1861.

:hles. Ges. f. vaterländ. Kultur — Breslau
Übers. d. Arb. u. Veränderungen d. Ges. 1845—1849.
Jber. 28—95. 1850—1918.
Ergänzungsh. zu d. Jber. 63—91. 1886—1912. Lücken.
Abh. phil.-hist. Abt. 1861—62. 1864. 1866—74.
Abh. Abt. f. Naturwiss. u. Med. 1861—62. 1864—73.
Denkschr. z. Feier ihres 50jähr. Bestehens. 1853.
Die 100-Jahrfeier. 1904.

aturforsch. Ges. in Danzig. — Danzig
Schriften N. F. 4—11. 1876—1904.

essische Geol. L.-Anst. — Darmstadt
Abh. 1—9,1. 1889—1936.

er. f. Erdkunde z. Darmstadt. — Ver. f. Erdkunde u. Geol. L.-Anstalt — Darmstadt
Notizbl. 4. F., 27—35. / 5. F., 1—19. } 1906—1938.

ıturwiss. Ges. Isis — Dresden
Sitzungsber. 1861—1880.
Sitzungsber. u. Abh. 1883—1911.
Denkschr. 1860.
Festschr. 1885.

Senckenberg. Naturf. Ges. — Frankfurt a. M.
Museum Senckenbergianum. Abh. **1—3.** 1834—45.
Abh. **1—43.** 1854—1934.
468. 1943 ff.
Ber. 1868—1914 (fehlt: 1886/87).
Kat. d. Vogelsamml. 1891.
Kat. d. Batrachiersamml. 1892.
Kat. d. Reptiliensamml. **1. 2.** 1893—98.
Natur und Volk. **71.** 1941 ff. Lücken.
Senckenberg-Buch. 32. 1952.

Geogr. Inst. d. Univ. — Frankfurt a. M.
Rhein-Mainische Forsch.-H. **1—6. 13—16. 20. 26** ff. 1927 ff.

Naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. — Freiburg
Ber. 1858—1943 ff. Lücken.

Badische Geol. L.-Anst. — Freiburg
Mitt.Bl. 1947 ff.

Oberhessische Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen — Gießen
Ber. **1—34.** 1847—1904.
Naturwiss. Abt. N. F., **1. 2.** 1904—06.
Medizin. Abt. N. F., **1—4.** 1906—08.
Reg. Bde 1—**34.** 1847—1904.

Naturforsch. Ges. zu Görlitz — Görlitz
Abh. **4—6.** 7,1. **8—30.** 1837—1929.

Oberlausitzische Ges. d. Wiss. — Görlitz
Neues Lausitzisches Mag. **33—79.** 1857—1903. Lücken.
Codex diplomaticus Lusatiae superioris II.
Bd. **2,** umfassend die Jahre 1429—1437. 1900—03.

Göttingerscher Ver. Bergmännischer Freunde — Göttingen
Studien **2—7.** 1828—1856.

Geogr. Ges. z. Greifswald — Greifswald
Jber. **7—9.** 1900—1905.

Naturwiss. Ver. — Halle
Sitz.Prot. **1—5.** 1848—1853.
Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1848—1912. Lücken.

Naturwissensch. Ver. v. Hamburg u. Altona — Hamburg
Abh. **1—16.** 1846—1901.

Wasser- und Schiffahrtsdirektion — Hamburg
Mitt. **1.** 1952 ff.

Industrieverlag von Hernhaussen — Hamburg
Öl u. Kohle **40. 41.** 1944—45.
Erdöl u. Kohle **5.** 1952 ff.

Amt f. Bodenforsch. — Hannover
Geol. Jb. **64,** 1950 ff.
Beih. **1,** 1951 ff.

Naturhist. Ges. — Hannover
Jber. **94/98.** 1947 ff.

Dt. Quartärvereinigung — Hannover
Eiszeitalter u. Gegenwart. **3.** 1953.

aturhist. med. Ver. — Heidelberg
Verh. N. F. **1—11.** 1877—1912.

aturhist. Ver. — Karlsruhe
Verh. **3—24.** 1869—1911.
Beitr. z. naturkundl. Forsch. i. SW-Deutschl. **8.** 1948 ff.

aturwiss. Ver. f. Schleswig-Holstein — Kiel
Schr. **1—27** ff. 1873—1955 ff.
Reg.Bd. **1—12.** 1904.

andesstelle f. Gewässerkde. — Kiel
Dt. gewässerkdl. Jb.,
Abflußjahr 1948 ff.

rch. f. Polarforsch. — Kiel
Polar-Forsch. **2.** 1950 ff.

eogr. Inst. d. Univ. — Kiel
Schr. **13,** 4. 1950 ff.

er. nördl. d. Elbe z. Verbreitung naturwiss. Kenntnisse — Kiel
Mitt. **1—9.** 1857/1868.

aturwiss. Ver. in Koblenz — Koblenz
Abh. 1930.

hys.-ökonom. Ges. zu Königsberg — Königsberg
Schr. **1—51.** 1861—1910.
Beitr. z. Naturkde. Preußens. **1—8.** 1868—1900.

erl. Buchh. Mayer — Leipzig
Jb. d. Astronom. u. Geophys. **8—24.** 1897—1913.

aturforsch. Ges. Leipzig — Leipzig
Sitz.Ber. **1—12.** 1875—1886. Lücken.

er. v. Freunden d. Erdkunde zu Leipzig — Ges. f. Erdkunde zu Leipzig — Leipzig
Jber. **1—11.** 1861—1872.
Mitt. 1873—1939.
Wiss. Veröff. **3. 6—11.** 1896—1938.
Kat. d. Bibl. 1905.

arl-Marx-Univ. — Leipzig
Wiss. Z. Math.-nat. R. **3.** 1953/54 ff.

eogr. Inst. d. Univ. — Leipzig
Arb. 1/2. 1951/53 ff.

aturwiss. Ver. zu Magdeburg — Magdeburg
Abh. 1870—76.
Jber. u. Abh., 1870—1907. Lücken.
Festschr. 1894.

kad. d. Wiss. u. d. Lit. — Mainz
Abh. d. geistes- u. sozialwiss. Kl. 1952, 4.
Abh. d. math.-nat. Kl. 1950, 11. 16. 18. 1951, 1. 1952, 3. 7. 8. ff.
Jb. 1953 ff.

Bayer. Akad. d. Wiss. München
Jb. 1953 ff.
Sitz.Ber., math.-nat. Kl.
1860—1939, 1/2. 1943 ff. Lücken.
Abh., Math.-nat. Kl.
1—5. 8—30. N. F. 10 ff. 1832—1924. 1932 ff.
Suppl. 1—5. 1911—1932.
Festreden 1948 ff.

Bayer. Geol. Landesamt München
Geologica Bavarica 1—22. 1949—1954 ff.

Bayr. Oberbergamt München
Geognost. Jh. 1—40. 1888—1827.

Geogr. Inst. d. Techn. Hochsch. München
Münchener Geogr. H. 1. 1953 ff.

Deutsches Museum München
Abh. u. Ber. 1. 1929 ff. Lücken.
Einzelschriften. 1953.

Philomatie in Neiße Neiße
Ber. 14—18. 1865—1874.
Denkschr. 1863.

Naturhist. Ges. zu Nürnberg Nürnberg
Abh. 1866—1906. Lücken.

Dt. Ges. f. Karstforsch. Nürnberg
Mitt. 1949. 1950.

Offenbacher Ver. f. Naturk. Offenbach
Ber. 3—42. 66—73. 1862—1932.
Denkschr. 1863.

Naturwiss. Ver. zu Osnabrück Osnabrück
Jber. 1. 3. 6. 1872—1884.

Naturhist. Ver. Passau
Jber. 1—21. 1857—1911.

Pädagog. Hochsch. Potsdam
Wiss. Z., Math.-nat. R. 1,2 1954/55.

Zool.-min. Ver. in Regensburg — Naturwiss. Ver. in Regensburg Regensburg
Abh. 1—11. 1849—1878.
Correspondenzbl. 1—40. 1847—1887.
Ber. 1—13. 1886—1912.
Acta Albertina Ratisbonensia. 20. 1951/52 ff.

Amt f. Landeskunde Remagen
Rundbr. 1953 ff.

Ver. d. Freunde d. Naturgeschichte in Mecklenburg Rostock
Arch. 1—75. N. F. 1—9. 1862—1935.
Reg. zu 31—50. 1897.
Arch. Mecklenburgisch. Naturforsch. 1,1. 1923.

Ver. f. vaterländ. Naturk. in Württemberg Stuttgart
Jh. 1845—1954 ff. (96. 1940 fehlt).

s. Dt. Metallhütten- u. Bergleute — Stuttgart
Zeitschr. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen **4.** 1951 ff.

ol. Abt. d. Württemberg. Stat. Landesamtes — Stuttgart
Jh. **1.** 1951.

Naturkundever. — Stuttgart
Aus der Heimat. **61.** 1953 ff.

ss. Landesamt f. Bodenforsch. — Wiesbaden
Abh. **1.** 1950 ff.
Hess. Lagerstättenarch. **1.** 1952 ff.
Notizbl. F. 6, **1.** 1950 ff.

r. f. Naturk. im Herzogtum Nassau — Nassauischer Ver. f. Naturk. — Wiesbaden
Jb. **1—91** ff. 1844—1954 ff.

Belgien

ad. Roy. de Sci. de Belg. — Brüssel
Annu. **25—80.** 1859—1914. Lücken.
Bull. Sér. **2. 3.** 1860—1914. Lücken.
Index Sér. 2, **21—50.**
Index Sér. 3, **1—36.**
Centième Anniversaire de Fondation 1772—1872.

ıs. Roy. d'hist. nat. de Belg.
ab 1949: Inst. Roy. d. sci. nat. de Belg. — Brüssel
Mém. **90. 101** ff. 1939. 1943 ff.
Sér. 2, **28.** 1943 ff.
Tabl. anal. **1—100. 101—110.** Sér. 2, **1—29.**
Bull. **6** ff. 1930 ff.

rv. géol. de Belgique. — Brüssel
Mém. **1** ff. 1955 ff.

c. Belge de géol. de paléont. et d'hydrol. — Brüssel
Bull. **1—50** ff. 1887—1939 ff. Lücken.

c. Belge de géogr. — Brüssel
Bull. **1—3.** 1877—1879.

c. malacologique de Belg. — Brüssel
Ann. **1—47.** 1863—1912.
Procès-verbaux **11—27.** 1882—1898.

soc. pour l'étude de la paléont. et de la stratigr. houillères — Brüssel
Public. **1** ff. 1947 ff.

st. géol. de l'Univ. de Louvain. — Löwen
Mém. **9,3. 16,2** ff. 1950 ff.

c. géol. de Belg. — Lüttich
Ann. **1—39.** 1874—1912.

c. Roy. de Sci. de Liége. — Lüttich
Mém. Sér. **1—4** ff. 1844—1947 ff. Lücken.
Mém., Coll. Sér. **1,1.** 1946.
Bull. **19** ff. 1950 ff.

Bulgarien

Univ. d. Sofia — Sofia
Annu. **1—6.** 1905—1911.

Bulg. Geol. Ges. — Sofia
Z. 7—14,1. 1935—1942.

Geologica Balkanica — Sofia
1—3. 1934—39. Lücken.

Direktion f. Bodenschätze in Bulg. — Sofia
Jb. A **1.** 1941.

Bulg. Akad. na Naukite — Sofia
Otdeleni za geol. geogr. i chim. nauki
Izvestija na Geol. Inst. **1.** 1951 ff.

Dänemark, Grönland

Dansk Geol. Foren. — Kopenhagen
Medd. **1—12** ff. 1894—1946 ff. Lücken.

Danmarks Geol. Unders. — Kopenhagen
R. **1—5.** 1899—1954 ff.
C.R. de la réunion intern. à Copenhague. 1928.

K. Danske Vid. Selskab. — Kopenhagen
Biol. Medd. **21,1** ff., 1954 ff.
Biol. Skr. 7,4 ff., 1952 ff.
Mat.-fys. Medd. **28,1** ff. 1953/54 ff.

Kommiss. for Vid. Unders. i Grønland — Kopenhagen
Medd. om Grønland. **1—137.** 1879—1942. Lücken.
Oversigt **1.** 1876—1912.
2. 1876—1926.
3. 1876—1941.
Grønlands Svampe 1888—1891.

Estland

Naturforscher-Ges. b. d. Univ. — Dorpat
Sitz.-Ber. **1—46.** 1853—1940.

Finnland

Acad. Sci. Fennica — Helsinki
Ann. Ser. A III (geol.-geogr.) **1.** 1941 ff.

Commiss. géol. de Finlande (Geol. Tutkimuslaitos) — Helsinki
Bull. **1—167** ff. 1895—1955 ff.
Geotekn. Medd. **21.** 1922 ff. Lücken.
Agrogeol. Medd. **17—20.** 1924—1929.
Geol. Map of Finland 1 : 100 000. Sh. 2042. 2111. 2122. 2131. 1949—1953 ff.
General Geol. Map of Finland 1 : 400 000. 1941—1953 ff.
Publ. of Geol. Tutkimuslaitos. 1946.

ogr. Fören. i. Finland — Helsinki
Fennia. 1—77 ff. 1889—1953 ff. Lücken.
Atlas de Finlande. 1910.
Atlas d. Eisverhältnisse d. baltischen Meeres an Finnlands Küsten. 1937.
Acta geogr. 8. 1944 ff.

Frankreich

c. d'études sci. d'Angers — Angers
Bull. 11—35. 1881—1905.

c. Linnéenne de Bordeaux — Bordeaux
Act. 29—88. 1873—1936.

c. Linnéenne (du Calvados) de Normandie — Caen
Mém. 1824—1924. Lücken.
Bull. Sér. 1—8, 1856—1935. Lücken.

c. d. Sci. Naturelles — Cherbourg
Mém. 1—38. 1852—1912.

turhist. Ges. — Colman
Bull. 1860—1913. Lücken.

ad. d. Sci. — Dijon
Mém. Ser. 1—4. 1830—1910. Lücken.

bor. de Géol. de la Fac. d. Sci. de l'Univ. de Grenoble — Grenoble
Trav. 5—22 ff. 1900—1940 ff. Lücken.

c. d'Agric., Sci., Arts et Commerce du Puy — Le Puy
Ann. 14—35. 1850—1898. Lücken.
Tables 1876.

c. géol. du Nord — Lille
Mém. 1—12. 1894—1934. Lücken.
Ann. 1—65 ff. 1875—1940 ff. (53. 64. fehlen).

udes d. gîtes minéraux de la France — Lille
Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine
1—3. 1932—1934.

ad. d. Sci. — Lyon
Mém. 1852—1936. Lücken.

c. d'Agric., d'Ind. et des Sci. phys. et naturelles de Lyon — Lyon et Paris
Ann. Sér. 3—7. 1859—1898.

c. d. Sci. de Nancy — Nancy
Bull. Sér. 2. 1874—1887. Lücken.

c. des Sci. Naturelles de l'Ouest de la France — Nantes
Bull. Sér. 1—5. 1891—1936.

c. Géol. de France — Paris
Bull. Sér. 2—6 ff. 1853—1938 ff. Lücken.
Tables gén. 1931—1950.
Livre jubilaire 1830—1930, 1. 2.
Bibliogr. des Sci. géol. Sér. 2, 10, 1939 ff.

c. d'Industr. minér. — Paris
Études sur le terrain houiller de Commentry 2. 3. 1888—1893.

Soc. de Géogr. I
Bull. 4—38. 1901—1922.

Soc. de Spéléologie I
Spelunca, Bull. 1—6. 1895—1905.

Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. détaillée de la France F
CAREZ, L.: La géologie des Pyrénées françaises. 1—6. 1903—1909. Resumé 1912.

Expéditions polaires Franc. Missions Paul-Emile Victor. I
Expédition arctique. 2—10. 1948—1949. Lücken.
BOYE: Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund Nord-Oriental Groenland. 1950.
Expéd. antarctique 9. 1950.

UNESCO P
Bull. de l'UNESCO á l'intention des bibl. 7. 1953 ff.

Soc. géol. et minér. de Bretagne Rer
Mém. 7—10. 1942—1951.
Table gén. des vol. 1—10. (1920—1929) des Bull. et du vol. 1. des Mémoires.
Bull. N. Sér. 1. 1955 ff.

Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine Straßb
Bull. 1—7. 1920—54 ff.
Mém. 1—12. 1929—54 ff.
Livrets. 1—4. 1948—51 ff.

Soc. d'hist. naturelle. — Soc. d. sci. naturelles Straßb
Mém. 2—6. 1835—1870. Lücken.
Bull. 1. 1868.

Geogr. Inst. d. Univ. Straßb
Revue de géomorphologie dynamique 1. 1950 ff.
(1, 1 fehlt)

Griechenland

Inst. for Geol. and Subsurface Res. Atl
Geology of Greece 1. 1951 ff.
Min. Wealth of Greece 1. 1951 ff.

Labor. de Géol. de l'Univ. Atl
Ann. géol. des pays Helléniques.
Sér. 1, 1. 1947 ff.

Großbritannien und Nordirland

Geol. Surv. of Northern Ireland Belf
Mem.: Eycles, V. A.: The Composition and Origin of the Antrim Laterites a Bauxites, 1952.

British Glaciological Soc. Cambrid
J. of Glaciology. 2. 1954/1955 ff.

Edinburgh Geol. Soc. Edinbu
Trans. 14, 3. 15 ff. 1952 ff.

ol. Surv. of Scotland — Edinburg

BRIT. REGIONAL GEOL. SCOTLAND
PHEMISTER, J.: The Northern Highlands. 1936.
MACGREGOR, M., & A. G. MACGREGOR: The Midland Valley. 1936.
RICHEY, J. E.: The Tertiary Volcanic Districts. 1935.
PRINGLE, J.: The South of Scotland. 1935.
MEM. OF THE GEOL. SURV.:
Explanation of Sheet. 22—117. 1861—1931. Lücken.
Spec. Rep. on the Min. Resources of Great Britain. 1920—1922.
The Economic Geology of the Central Coalfield. Area 1—9. 1916—37.
The Economic Geology of the Fife Coalfields. Area 1. 2. 3. 1931—54.
The Economic Geology of the Ayrshire Coalfields. Area 1—4. 1925—1932.
The Geology of the Sanquhar Coalfield. 1936.
DINHAM, C. H., & D. HALDANE: The Economic Geology of the Stirling and Clackmannan Coalfield. 1932.
WILSON, G. V.: The Ayrshire Bauxitic Clay. 1922.
The Oil-Shales of the Lothians. 1.—3. 1906—1927.
HARKER, A., & C. T. CLOUGH: The Tertiary Igneous Rocks of Skye. 1904.
TYRRELL, G. W.: The Geology of Arran. 1928.
The Geology of the Orkneys. 1935.
LEE, G. W., & S. S. BUCKMAN: The Mesozoic Rocks of Aplecross, Raasay and North East Skye. 1920.
RICHEY, J. E.: Guide to the geological model of Ardnamurchan. 1934.
Catalogue of types and figured specimens of fossils in the Geological Survey Colletions. 1936.

y. Soc. of Edinburgh — Edinburg

Trans. 15—47. 61 ff. 1841—1911. 1942 ff. Lücken.
Proc. 1—31. 1832—1912.
Section B 61. 1941 ff.

ol. Soc. of Glasgow — Glasgow

Trans. 1—9. 1863—1893. Lücken.

rkshire Geol. Soc. — Leeds

Proc. N. S. 7—26 ff. 1871—1947 ff. Lücken.

ol. Soc. of London — London

Quart. Journ. 84. 102 ff. 1928. 1946 ff. Proc. No 1491. 1952 ff.

itish Museum (Nat. Hist.) — London

ANDREWS, Charles William: A descriptive Catalogue of the Tertiary Vertebrata of the Fayûm (Egypt). 1906.
ANDREWS, Charles William: A descriptive Catalogue of Marine Reptiles of the Oxford Clay. 1. 2. 1910—13.
STENSIÖ, E. A.: The Cephalaspids of Great Britain. 1932.
Rhodesian Man and associated remains. 1928.
ANDREWS, C. W., & C. F. COOPER: On a Specimen of Elephas antiquus from Upnor. 1928.
SIMPSON, G. G.: A Catalogue of the Mesozoic Mammalia. 1928.
PILGRIM, G. E., & A. T. HOPWOOD: Catalogue of the Pontian Bovidae of Europe. 1928.
PILGRIM, G. E.: Catalogue of the Pontian Carnivora of Europe. 1931.
SPATH, L. F.: A Catalogue of the Ammonites of the Liassic family Liparoceratidae. 1938.
REID, E. M., and M. E. J. CHANDLER: The London Clay Flora 1933.
HARRIS, Th. M.: The British Rhaetic Flora. 1938.
National Antarctic Expedition 1901—1904. Natural History. 1, Geology. 1907.
British Antarctic ("Terra Nova") Expedition, 1910. Natur. Hist. Rep. Geol. 1, No 1—6. 1914—1924.
Econ. Ser. 5. 11. 1932.
Picture Post Cards.
Fossil Insects. 1—3. 1925—1933.
PRIOR, G. T.: Catalogue of Meteorites. 1923.
WITHERS, Th. H.: Catalogue of the Machaeridia (Turrilepas and its allies). 1926.
SMITH, W. C.: Catalogue of the rock collections. P. 2. 1932.
A Guide to the fossil Mammals and Birds. 7. 1896. 8. 1904. 10. 1923.

Guide to the exhibition of animals, plants and minerals mentioned in the Bible. 2. 1911.
FLETCHER, L.: An Introduction to the study of Meteorites. 1904.
Guide to the exhibition of specimens illustrating the modification of the Structure of Animals in relation to flight. 1913.

Geol. Surv. and Mus. London

Ann. Rep. Pract. Geol. 1894.
Bull. 1. 5 ff. 1939. 1954 ff. Lücken.
MEM.:
Summ. of Progr. 1901—1951 ff. Lücken.
Spec. Rep. on the Min. Resources. 1—36 ff. 1923—1954 ff. Lücken.
Explanation of Sheet 1—352. Lücken.
Wells and Springs. 1926—1935.
Water Supply. 1904—1938.
The Jurassic Rocks of Britain. 1. 4. 1892—1894.
JUKES-BROWNE, A.: The Cretaceous Rocks of Britain. 1. 2. 1900—1903.
GREENLY, E.: The Geology of Anglesey. 1. 2. 1919.
The Geology of the North Staffordshire Coalfields. 1905.
FOX-STRANGWAYS, C., & A. R. HORWOOD: The Geology of the Leicestershire and South Derbyshire Coalfields. 1907.
WHITEHAED, T. H., T. EASTWOOD & T. ROBERTSON: The Geology of the Southern part of the South Staffordshire Coalfield. 1927.
GIBSON, W.: The Concealed Coalfield of Yorkshire and Nottinghamshire. 1913.
WILSON, G. V.: The Concealed Coalfield of Yorkshire and Nottinghamshire. 2. ed. 1926.
BARROW, G.: The Geology of the Cheadle Coal Field. 1903.
STRAHAN, A., W. POLLARD & E. G. RADLEY: The Coals of South Wales. 1908.
LAMPLUGH, G. W., F. L. KITCHIN & J. PRINGLE: The Concealed Mesocoic Rocks in Kent 1923.
LAMPLUGH, G. W., & F. L. KITCHIN: On the Mesocoic Rocks in some of the Coal Explorations in Kent. 1911.
LAMPLUGH, G. W., & W. GIBSON: The Geology of the Country around Nottingham. 1910.
WHITE, H. J. O.: A short Accunt of the Geology of the Isle of Wight. 1921.
WOODWARD, H. B.: The Geology of the London District. 1922.
STRAHAN, A.: Guide to the Geological Model of the Isle of Purbeck. 1906.
STRAHAN, A.: Guide to the Geological Model of Ingleborough and District. 1910.
CROOKALL, R.: The Kidston Collection of fossil plants. 1938.
WOODWARD, H. B.: Soils and subsoils. 2. ed. 1906.
BARROW, G., & L. J. WILLS: Records of London Wells. 1913.

Brit. Regional Geol.:

WELCH, F. B. A., & R. CROOKALL: Bristol and Gloucester District. 1935.
SHERLOCK, R. L.: London and Thames Valley. 1935.
EDMUNDS, F. H.: The Wealden District. 1935.
EDMUNDS, F. H.: The Wealden District. 3. 1954.
POCOCK, W., & T. H. WHITEHEAD: The Welsh Borderland. 1935.
EASTWOOD, T.: Northern England. 1935.
EASTWOOD, T.: Northern England. 3. 1953.
READ, H. H.: The Grampian Highlands. 1935.
DEWEY, H.: South-West England. 1935.
WRAY, D. A.: The Pennines and adjacent Areas. 1936.
EDWARDS, W., & F. M. TROTTER: The Pennines and adjacent Areas. 3. 1954.
EDMUNDS, F. H., & K. P. OAKLEY: The Central England District.
CHATWIN, C. P.: The Hampshire Basin and adjoining Areas. 1936.
PRINGLE, J. & T. N. GEORGE: South Wales. 1937.
SMITH & T. N. GEORGE: North Wales.
CHATWIN, C. P.: East Anglia and adjoining Areas. 1937.
CHATWIN, C. P.: East Anglia and adjoining Areas. 3. 1954.
RUDLER, F. W.: A Handbook to a collection of the Minerals of the British Islands. 1905.
SHERLOCK, R. L.: A Guide to the geological Column. 1938.
Mc LINTOCK, W. F. P.: Guide to the Collection of gemstones. 1912.
Mc LINTOCK, W. F. P.: Guide to the Collection of gemstones. 2. 1923.
Classified Geological Photographs. 1928.
MORRIS, M. O.: Classified geological Photographs. 1952.

Chemical Analyses of igneous rocks, metamorphic rocks and minerals. 1931.
LOVEGROVE, E. J., & J. A. HOWE & J. FLETT: Attrition tests of British Road-Stones. 1929.
The Liassic Ironstones. 1952.

e Instn. of Mining and Metallurgy — London
Bull. 1949 ff.
Trans. **54. 55.** 1945. 1946.
Roy. charter etc. list of members 1953.

t. Coal Board — London
Library and Information Service. Periodicals regulary received in the library. 1949.
Ann. Rep. and statement of accounts. 1946 ff.
Quart. and ann. statistical statement. 1947 ff.
Plan of Coal. 1950.

Irland

y. Irish Acad. — Dublin
Trans. 1864—1906. Lücken.
Proc., Ser. 1—3. 1857—1891.
Sect. B **24—50. 52** ff. 1902—1945. 1948 ff.
Index 1786—1906.
General Abstr. of the Accounts 1887—1895.
Cunningham Mem. **1—5.** 1880—1888.
List of Pap. 1786—1887.

y. Dublin Soc. — Dublin
Journal. **1—5. 7.** 1858—1878.
Bicentenary Souvenir 1731—1931.
Econ. Proc. **3,** 15—22. **4** ff. 1943 ff.
Sci. Trans. Ser. 2, **1—9.** 1877—1906.
Sci. Proc. N. S. **1—24** ff. 1876—1944 ff. Lücken.

ıblin Univ. — Dublin
Zool. and Bot. Assoc. Proc. **1.** 1859.

ol. Soc. of Dublin — Dublin
Journal. 1838—1864. Lücken.

ol. Surv. of Ireland — Dublin
Mem. to sheet 20 of the maps. 1886.

Island

ıs. of Nat. Hist. — Reykjavik
Acta naturalia Islandica. **1—9** ff. 1946—54 ff.
Misc. Pap. **1—9** ff. 1950—1953 ff.
Visindafélag Islendianga. **2—5.** 1949—1954. Lücken.

Italien

t. di geol. e paleont. — Bologna
Giorn. di Geol. **23.** 1951 ff.

bl. Naz. Centr. di Firenze — Florenz
Boll. della Pubbl. Ital. 1943—1948. 1951 ff.

c. Ital. di Sci. naturali — Mailand
Mem. **1—6.** 1866—1898.
Atti. **1—51. 82** ff. 1860—1912. 1943 ff.
Natura. **34,** 2. 1943 ff.

. geol. della R. Univ. di Padova — Padua
Mem. **9—18** ff. 1931—1954 ff.

t. geol. della Univ. di Pavia — Pavia
Atti **1.** 1949 ff.

Soc. Toscana di Sci. naturali — Pisa
Atti **1—18.** 1875—1902.
Proc. verbali **4.** 1885.

R. Accad. dei Lincei — Rom
Mem. fis., mat.—nat. Ser. **3. 4. 8** ff. 1877—1889. 1953 ff.
R. C. Ser. **4—6.** 1880—1935. Lücken.
Atti transunti Ser. **3.** 1876—1884. Lücken.
Indice degli Atti acad. 1910—1924.

R. Com. d'Italia — R. Ufficio geol. — Rom
Mem. per servire alla descrizione della Carta geol. d'Ital. **1—5.** 1871—1912.
Mem. descr. della Carta geol. d'Italia **1—16.** 1886—1914.
Boll. **1—75** ff. 1870—1953 ff. nebst Suppl. al **64. 67. 73.**
Indici **1/60.** 1938.

Soc. geol. Ital. — Rom
Boll. **1—69** ff. 1882—1951 ff. Lücken.
Indice **1/40.** 1882/1921.

Ist. Naz. di Geofisica — Rom
Ann. di Geofisica **6.** 1953 ff.

Ist. geol. della Univ. di Torino — Turin
Pubbl. **1.** 1951 ff.
Boll. del Com. glac. Ital. Ser. **2, 1.** 1950 ff.

Mus. Civico di Storia natur. — Triest
Atti. **11.** 1926 ff.

Soc. Adriatica di Sci natur. — Triest
Boll. **46.** 1951/52 ff.

R. Ist. Veneto — Venedig
Mem. **7—25.** 1857—1894. Lücken.
Atti Ser. **5—8.** 1880—1929. Lücken.

Jugoslawien

Ann. géol. de la Péninsule balkanique — Belgrad
1—7. 1889—1923.
Anhang: Zujović, I. M.: Les roches éruptives de la Serbie. 1924

Tehnicka Velika Skola. Geol. Fak. — Belgrad
Zbornik. 1952.

Geol. Zavod LR Slovenije — Ljubljana
Geologija **1.** 1953 ff.

Abt. f. Bergbau u. Hüttenwesen, Techn. Fak. — Ljubljana
Rudarsko-metalurski Zbornik 1954 ff.

Inst. gèol. Rep. Macedonienne — Skopje
Bull. **4.** 1954.

Geol. Rudarski Inst. — Zagreb
Geol. Vjesnik. **2/4.** 1948/50 ff.

Kroat. Naturf. Ver. — Zagreb
1—12. 1886—1900.

Luxemburg

›c. de Sci. Naturelles du Grand Duché de Luxembourg — ıst. Grand Ducal de Luxembourg — Luxemburg
Rapport et Travaux **1—10.** 1853—1869.
Public. **11—27.** 1870—1904.
Arch. trimestr. **1—3.** 1906—08.

ırv. géol. de Luxembourg — Luxemburg
Publ. **9.** 1953 ff.

Niederlande

ıc. Néerl. Zool. — Amsterdam
Arch. Néerl. de Zool. **1—4. 10** ff. 1935—40. 1951 ff.
BINKHORST, J.: Notice géol. sur le terrain crétacé des environs de Jauche et de Ciply. 1858.
BINKHORST, J.: Esquisse géol. et paléont. des couches crétacées du Limbourg. 1859.

ɘol. Mijnbouwkundige Genootschap — 's-Gravenhage
Verh. Geol. Ser. **1—13.** 1912—1943.
Jb. 1916—1938.

ijksopsporing van Delfstoffen — 's-Gravenhage
Jversl. 1907—1913.
Meded. **1—7.** 1908—1915.
Versl. 1920—1923.
Eindversl. 1903—1916.
BOSQUET, J.: Monographie des Brachiopodes fossiles du terrain crétacé sup. du Duché de Limbourg. Haarlem 1860.

ɘichsuniv. Min.-geol. Inst. — Groningen
Mitt. **1. 2.** 1905—1912.

ɘol. Stichting — Haarlem
Meded. Sér A 1922—44 Lücken.
Sér C **1—6.** 1941—53 Lücken.
N.Ser. 1 1946 ff.
Jversl. 1948/49, 1950/52.

›c. Hollandaise Sci. — Haarlem
Natuurkundige Verh. 1841—1922. Lücken.
Arch. Néerl. d. Sci. exactes. Sér. 1—3. 1912—1931. Lücken.

usée Teyler — Haarlem
Arch. Sér. 1—3. 1868—1953.

eol. Bur. voor het Mijngebied — Heerlen
Jversl. 1934—1939.

Norwegen

he Norwegian North-Atlantic Expedition 1876—1878 — Christiania
1—28. 1880—1901.

d. Selskabet i Christiania — Norske Vid.-Akad. Oslo — Christiania/Oslo
Forh. 1858—1920. 1922—1924.
Skrifter. 1. Mat.-nat. Kl. 1894—1920. 1922—1941.
Register til forh. og skr. 1858—1924.
Avh. 1. Mat.-nat. Kl. 1925—1939. 1941.
Arsbok 1925—1941.

Arch. for Mat. og Naturvid. — Christiania/Oslo
13—44. 1890—1941. Lücken.

Norges Geol. Unders. — Christiania/Oslo
1—156. 1891—1940. Lücken.

The Norwegian North-Polar Expedition 1893—1896 — Christiania
Sci. results by Fridtjoff Nansen. **1—6.** 1901—1906.

Skr. om Svalbard og Ishavet. — Oslo
Resultater af de Norske statsunderstøttede Spitzbergenekspeditioner. **12—78.** 1927—1940. Lücken.

Norges Svalbard- og Ishavs-Undersøkelser — Oslo
Medd. **9—46.** 1930—1939. Lücken.

Norsk Geol. Foren. — Oslo
Norsk Geol. Tidsskr. **21 ff.** **1941 ff.** Lücken.

Tromsø Museum — Tromsø
Acta Borealia. A: Scientia **1.** 1951 ff.

Österreich

Museum Ferdinandeum — Innsbruck
Veröff. **20/25.** 1948 ff.

Naturwiss. med. Ver. — Innsbruck
Ber. **47.** 1947 ff.

Naturhist. Landesmuseum in Kärnten — Klagenfurt
Jb. **1—29.** 1859—1918.
Carinthia II. **93—101.** 1903—1911.
Reg. 1811—1910.

Geol. Inst. d. Montanist. Hochsch. — Leoben
Berg- und hüttenmänn. Mh. **92.** 1947 ff.

Oberösterr. Musealver. — Linz
Jb. **92.** 1947 ff.

Naturwiss. Arb.-Gem. v. Haus d. Natur — Salzburg
Mitt. **1.** 1950 ff.

Akad. d. Wiss. — Wien
Sitz.-Ber. d. math.-nat. Kl. **28—42.** 1858—1860.
1. Abt. **43—154 ff.** 1861—1944 ff. Lücken.
2. Abt. **43—133.** 1861—1924. Lücken.
Reg. **21—96. 101—105.**
Mitt. d. Erdbeben-Komm. N.F. **1—66.** 1901—1951. Lücken.

Geol. Reichsanstalt, Geol. Bundesanst. — Wien
Abh. **1—25.** 1852—1939.
Jb. **93.** 1949 ff.
Sonderbd. **1.** 1951 ff.
Verh. 1953 ff.

K. K. Geogr. Ges. — Wien
Abh. **1. 2.** 3,4. 1899—1901.
Mitt. **1—43.** 1857—1900.
Verz. d. Bibl. 1899.
Geogr. Jber. **8. 10. 11.** 1910—1915.

Freunde d. Naturwiss. in Wien — Wien
Ber. **1—7.** 1847—1851.

Geol. Ges. in Wien — Wien
Mitt. **1—46** ff 1908—1953 ff. Lücken.

Naturhist. Hofmuseum — Wien
Ann. **1—29. 54—58** ff. 1886—1915. 1943—1951 ff.

Naturwiss. Abh. Hrsg. v. HAIDINGER — Wien
Bd. **1. 3. 4.** 1847. 1850. 1851.

Paläont. u. Geol. Inst. d. Univ. — Wien
Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österreichs, Ungarns u. d. Orients. **11—26.** 1898—1913.

Polen

Pol. Akad. d. Wiss. — Krakau
Anz. 1889—1900.
Math.-nat. Kl. 1901—1909.
Reihe A, math. Kl. 1910—1938.
Reihe B, Botanik u. Zoologie. 1910—1938. Lücken.
Inst. Geogr.: Prace Geograficzne. 1. 1954 ff.

Pol. Geol. Ges. — Krakau
Ann. **20** ff. 1951 ff.
Regionalna Geol. Pol. 1,1. 1951.

Soc. d. Sci. et d. Lettres de Lodz — Lodz
Bull. Cl. 3; Sci. math. et nat. **3.** 1951/1952.

Soc. Pol. d. Naturalistes „Kopernik" — Lwow
Extr. du Kosmos, Ser. A.: Mém. 1925—1929.

Serv. géol. de Pologne — Warschau
Bull. **1—68.** Lücken. **75** ff. 1920—1938. 1948 ff.
Bibliogr. Geol. Polski. **18** ff. 1947 ff.
Biul. Slaskiej stacji geofiz. w. Raciborzu. **1.** 1948.
Bull. de l'Obs. Seismol. à Varsovie. **1—5.** 1940—1947.
Prace. **4. 8** ff. 1950 ff.
Prace specjalne. **1. 3** ff. 1952 ff.

Pol. Geogr. Ges. — Warschau
Czasopismo Geogr. **23/24.** 1952/1953 ff.
Rev. pol. de géogr. **19** ff. 1939/1945 ff.
FLESZAROWA, R.: Polska **1.** 1951.
BANDTKIE, J.-S.: Wiadomosci ... 1952.

Polish Geol. Mus. — Warschau
Acta geol. polonica. **1.** 1950 ff.
Pol. geol. mag. **4** ff. 1949 ff. Lücken.

Portugal

Soc. Port. d. Sci. Naturelles — Lissabon
Bull. **1—4,** nebst Suppl. **1. 2.** 1908—1910.

Comm. des travaux géol. du Port. — Serv. geol. de Port. Lissabon

Publ. 1880—1927
Forts. ab 1945:
Teixeira, C.: Nymphéacées fossiles du Port. 1945.
Teixeira, C.: Flora mesozoica portuguesa **1. 2.** 1948—1950.
Correa, A. M. e Teixeira, C.: A Jazida prehistorica de eira pedrinha. 1949.
Zbyszewski, G.: Les Vertébrés du Burdigalien sup. de Lisbonne. 1949.
Choffat, P.: Planches et coupes géol. de la région éruptive au nord du Tage. 1951.
Comm. **24**, nebst Suppl. zu **27. 30. 32.** 1943 ff.
Mém., N. S. **1.** 1953 ff.
Cat. das publ. 1865—1948.

Soc. Geol. de Port. Porto

Bol. **7.** 1948 ff.

Soc. Carlos Ribeiro Porto

Rev. de cienc. **1—5.** 1889—1898. Lücken.

Rumänien

Acad. Roumaine Bukarest

Bull. **1—10.** 1913—1927.

Inst. géol. de Roumanie Bukarest

Annu. Bur. géol. **1—5.** 1886—1888. Lücken.
Anu. Inst. **1—8. 10—16.** 1908—1931.

Siebenbürg. Ver. Hermannstadt

Verh. u. Mitt. **1—62.** 1850—1912. Lücken.

Rußland

Acad. Imp. Sci. St. Pétersbourg Leningrad/St. Petersburg

Mém. Sér. 7. 8. 1859—1929. Lücken.
Bull. Sér. 1—7. 1860—1934. Lücken.

Comité Géol. de Russie Leningrad/St. Petersburg

Bull. **1—49.** 1882—1930. Lücken.
Mém. **1—20.** N. S. **1—189.** 1882—1930. Lücken.

Soc. des Naturalistes de Moscou Moskau

Bull. **25—62.** N. S. **1—26.** 1852—1913.
Index **1—56.** 1882.

Akad. Nauk SSSR Moskau und Leningrad

Izvestija. Ser. geol. 1950 ff.
Trudy Paleont. Inst. **36.** 1952 ff.
Zapiski Vsesojuznogo Miner. Obscestva. Vtoraja Ser.: **79.** 1950 ff.
Trudy Inst. Geol. Nauk. **77. 92.** 1945—1948 ff.
Geogr. Obscestvo SSSR, Geogr. Sbornik. **1.** 1952.
Trudy gorno-geol. Inst. **22,2.** 1952.
div. Monographien. 1952—1953.

Schweden

Göteborgs Kungl. Vet. och Vitterhets-Samhälles Göteborg

Handl. Folge **6.** Ser. B, **6.** 1950 ff.
Handl. Bihang **70.** 1951 ff.

Univ. Lundensis Lund

Acta Univ. Lundensis
Math. 1864—1889.
Historie, Philos. 1864—1886. Lücken.
Med. 1866. 1884—1885.
Theol. 1866—1871. Lücken.
Recht. 1865.
Acta **26—40.** 1889—1904.
Afd. **2**, N. S. **1—49** ff. 1905—1953 ff.
Andra Secularfest 1868.
Commentationes in Memoriam sollennium secularium 1878.

Geol. Fören. i Stockholm Stockholm

Förh. **1—55. 67** ff. 1872—1933. 1945 ff.
Reg. zu **1—70.**

Sveriges Geol. Unders. Stockholm

Ser. Ba: **12.** 1932.
Ser. C: **11—380.** Lücken. **530** ff. 1868—1933. 1953 ff.
Ser. Ca: **1—30.** 1907—1940. Lücken.

Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Stockholm, Upsala

Handlinger Ser. 2. 3. 1864—1942. Lücken.
Öfvers. af Förh. **22—59.** 1866—1902.
Bihang til Handl. **1—28.** 1872—1903.
Arsbok för ar 1903—1940 nebst Beilage zu 1910, 1—3. Beilage zu 1913.
Leefnadsteekningar **1,** 1. 5, 2.
Medd. fran Nobelinstitut. **1—6.** 1905—1927.
Les Prix Nobel en 1901—1912.
Ark. för Bot. **1—12.** 1903—1913. Ser. 2, **1** ff. 1949 ff.
Ark. för Kemi, Miner. och Geol. **1—13.** 1903—1940.
Ark. för Miner. och Geol. **1.** 1949 ff.
Ark. för Mathem., Astr. och Fysik. **1—7.** 1903—1912.
Ark. för Zool. Ser. 2, **1.** 1950 ff.

Upsala Univ. Upsala

Arsskrift — Mathematik 1861—1868.
Fyrahundraars Jubelfest 1877.
Linnéfest-Skrifter. **3.** 1907.
Medd. (Geol.) **2—30.** 1891—1906. Lücken.
Bull. **1.** 1893 ff. nebst Index **1—20.**

Schweiz

Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwiss. Erscheinungsort gleich Versammlungsort

Denkschr. **1—76** ff. 1837—1946 ff. Lücken.
Bibliogr. 1817—1930. 1931—1940.
Verh. **9—124** ff. 1823—1944 ff. Lücken.
Compte-rendu 1880—1899.

Naturforsch. Ges. in Basel Basel

Ber. **2—10.** 1836—1852.
Verh. **1—54** ff. 1854—1943 ff. Lücken.
Anh. z. Bd. **12—13.** 1899. 1901.

Geogr.-ethnol. Ges. Basel

Korresp. Bl. **1.** 1951 ff.
Mitt. **3.** 1931 ff.

Naturforsch. Ges. in Bern Bern

Mitt. 1843—1928.

Geol. Komm. d. Schweiz. Naturforsch. Ges. — Bern

Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz
Ser. 1, **1—34.** 1864—1894.
N. F. **5—14. 16—63.** 1896—1931.

Geotechn. Komm. d. Schweiz. Naturforsch. Ges. — Bern

Beitr. z. Geol. d. Schweiz
Geotechn. Ser. **1—20** ff. 1899—1942 ff. Lücken.
Geotechn. Ser., Hydrolog. **4.** 1954.

Soc. de phys. et d'hist. naturelle de Genève — Genf

Mém. **7—39.** 1836—1923.
Compte rendu. **27—64.** 1910—1947. Lücken.
Arch. Sci. **1.** 1948 ff. Lücken.

Soc. Vaudoise d. Sci. naturelles — Lausanne

Bull. **4—56.** 1856—1925. Lücken.
Mém. **1. 2.** 1922—1927.

Soc. d. Sci. naturelles de Neuchâtel. — Soc. Neuchâteloise d. Sci. naturelles — Neuchâtel

Mém. **1—6** ff. 1835—1953 ff.
Bull. **4—77** ff. 1856—1954 ff.

St. Gallische Naturforsch. Ges. — St. Gallen

Ber. 1858—1885/86. 1887/88—1900/1901.
Jb. 1901—1910.

Geol. Inst. d. Eidg. Techn. Hochsch. — Zürich

Mitt. Ser. C, **54.** 1954 ff.

Naturforsch. Ges. in Zürich — Zürich

Mitt. **2—4.** 1850—1856.
Vierteljahrsschr. **1—93** ff. 1856—1947 ff. Lücken.
Beih. 1947 ff.

Spanien

R. Acad. di Cienc. y Artes — Barcelona

Mem. Ser. **3.** 1892—1950 ff. Lücken.
Bol. Ser. **1—3.** 1840—1929. Lücken.
Ano acad. 1950/51 ff.

Diputacion Prov. de Barcelona, Inst. Geol. — Barcelona

Publ. **7.** 1948.
Mem. y Comun. **8.** 1952.

Com. del Mapa geol. de Esp. — Madrid

Mem. **1. 4—6.** 1892—1907.
Bol. Ser. **1—2.** 1893—1906. Lücken.

Cons. Sup. de Invest. Cient. Inst. de Invest. geol. „Lucas Mallada“ — Madrid

Estud. geol. **1—11.** 1945—1950. Lücken.
Monogr. **13.** 1954 ff.
Publ. alemanas sobre Geol. de Espana **2. 5** ff. 1943. 1950 ff.
Monogr. de Cienc. Moderna **26. 37.** 1951. 1952.
Llado, N. Llopis: Contribucion al Conocimiento de la Morfoestructura de los Catalanides. Text u. Taf. 1947.

Inst. geol. y min. de Esp. Madrid

Bol. 61. 1948 ff.
Catalogo de las Publ. 1947. 1952.
Mem. general 1948 ff.
Notas y commun. 20. 1950 ff.
Libro jubilar 1849—1949.
Mapa geol. de Esp. 1 : 50 000 Hoja No 6—1033 ff. Lücken.
SINERIZ, J. G.: La Interpretacion geologica de las mediciones geofisicas apl. a la prospeccion. 1—5. 1933—1953.

Univ. de Oviedo, fac. de cienc. Oviedo

Speleon 1. 1950 ff.
Trab. y mem. 2. 1951.

Cons. Sup. de Invest. Cient., Inst. de Estud. Pirenaicos Zaragoza

Pirineos. Ano 8, No 23. 1952.

Tschechoslowakei

Statniho Geol. Ustava Bratislava

Prace 23. 1949 ff.

Slov. Akad. Bratislava

Geol. Sbornik 1. 1950 ff.

Ver. f. Naturkunde Bratislava/Preßburg

Korresp. Bl. 1. 2. 1862/63.
Verh. 1—9. 1856—1868. Lücken.
N. F. 1—26. 1871—1933. Lücken.
Festschr. 1856—1906.

Mährische Mus. Ges. Brünn

Zeitschr. 3—17. 1903—1919.

Mährisches Mus. Brünn/Brno

Acta Musei Moraviae. 4—36 ff. 1904—1951 ff. Lücken.

Naturf. Ver. Brünn

Verh. 1—54. 1863—1914.
Ber. d. meteor. Kommiss. 1—31. 1881—1911.

Kgl. Böhm. Ges. d. Wiss. Česke Akad. ved a umeni Prag

Abh. Ser. 5—7. 1851—1892. Rozpravy 46—60 1946—50. Lücken.
Sitz.-Ber. 1859—1884.
Math.-nat. Kl. 1885—1949. Lücken.

Dt. Naturwiss.-med. Ver. f. Böhmen „Lotos" Prag

Sitz.-Ber. 20—25. 1900—1905.
Lotos, naturwiss. Z. 56—86. 1908—1938. Lücken.

Lese- u. Redehalle d. dt. Studenten in Prag Prag

Ber. 51—80. 1899—1931.

Knihovna Narodniho Musea Prag

Sbornik Narodniho Musea v Praze. 8 B. 4. 1952 ff.
Casopis Narodniho Musea, Odd. Prirodovedny 120, 1. 1951 ff.

Statniho geologického ústavu Cescoslovenske Republicky Prag

Min.-Geol. Bibliogr. CSR. 1945—1949. 1951 ff.
Vestnik. 2—23. 1926—1948. Lücken.
Sbornik. 6. 1926 ff.

Türkei

Geol. Soc. of Turkey — Ankara
Bull. 1. 1947/48 ff.

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü — Ankara
Metea Ser. B. 13. 1948 ff. Ser. D. 4. 1950 ff.
M. T. A. No 33. 1945 ff.

Fac. des Sci. de l'Univ. — Ankara
Commun. Ser. C. 4. 1954 ff.

Univ. d'Istanbul, Fac. des Sci. — Istanbul
Rev. 15. 1950 ff.

Ungarn

Ung. Geol. Ges. — Budapest
Földtani Közlöny — Geol. Mitt. 1—73 ff. 1871—1943 ff. Lücken.
Beil. F. POSEPNY: Die Erzlagerstätten von Rezbanya. 1874.

Kgl. Ung. Geol. Anst. — Budapest
Mitt. 1—3. 5—23. 1871—1916. Gen. Reg. zu 1—10. 1898.
Jb. 38. 1947 ff.
Jber. 1936/1938, 4. 1939/1940 ff.

Acad. Scientiarum Hungaricae — Budapest
Acta geol. 1. 1952 ff.
Acta Techn. 1. 1950 ff.

Inst. Géol. de l'Univ. de Budapest — Budapest
Revue géol. Hongroise 1, 1. 1948.

Ung. Naturwiss. Mus. — Budapest
Naturwiss. Monogr. 2. 1945.

Mus. Nat. Hungarice — Budapest
Ann. historico-naturales, Ser. Nova 1. 1951 ff.

Univ. Sopron, Fak. f. Berg-, Hütten- und Forstwesen — Sopron
Mitt. berg- u. hüttenmänn. Abt. 15—17. 1943—1944/49.

Universitas Szegediensis — Szeged
Acta Mineralogica, Petrographica 1. 1943 ff.

Afrika

Algier

Serv. de la Carte géol. de l'Algérie — Algier
Bull. N. S. 1. 1953 ff.
La Documentation d'Outre-Mer. 9. 1952 ff.

Bur. de Rech. Minières de l'Algérie — Algier
Bull. sci. et écon. Nr. 1. ff. 1955 ff.

19. Internationaler Geologen-Kongreß — Algier
Monogr. régionales Ser. 1. Algérie No 1—27 et Hors série. 1952.
Ser. 2. Tunisie No. 1—7. 1952.
Ser. 3. Maroc No 1—6. 1952.
Trav. de l'Inst. de Rech. Sahariennes. 8.
Liste des Géologues du Monde. 1952.
Symposium sur les séries de Gondwana. 1952.
Atlas photographique de l'Algérie. 1952.

Belgisch-Kongo

Com. spéc. du Katanga — Brüssel
Ann. du Serv. des Mines 7. 1936.

Franz. Äquatorial-Afrika

Gouv. Gén. de l'Afrique Equatoriale franc. — Paris
Bull. de la Dir. des Mines et de la Géol. 6. 1954 ff.

Kamerun

Serv. des Mines, Territoire du Cameroun — Yaounde
Bull. 1. 1953 ff.

Madagaskar

Serv. géol. — Tananarive
Ann. géol. du Serv. des Mines 13. 1948 ff.
Trav. du Bur. géol. 38. 1952 ff. Lücken.

Marokko

Serv. Géol. — Rabat
Notes et Mem. 17—98 ff. 1931—1953 ff. Lücken.

Südafrikanische Union

Geol. Comm. — Cape Town
Ann. Rep. 1—16. 1897—1912.
Index 1896—1903.

Geol. Soc. of South Africa — Johannesburg
Trans. and Proc. 54. 1951 ff.

Geol. Surv. — Pretoria
Mem. 35—44. 1949—1951. Lücken.
Geol. Ser. Bull. 19. 1951 ff.

Amerika

A. Nordamerika

Kanada

Nova-Scotian Inst. of Sci. — Halifax
Proc. and Trans. 6—11. 1883—1906.

Roy. Soc. of Canada — Montreal
Proc. and Trans. Ser. 1—3. 1891—1926. Lücken.
Gen.-Index Ser. 1. 2. 1908.

The Canadian Naturalist and Geologist and Quart. of Sci. — Montreal
6—8. 1861—1863.
N. S. 1—5. 1869—1870.

Natural Hist. Soc. — Montreal
Canadian Rec. Sci. 1—9. 1884—1905. Lücken.

Geol. Surv. of Canada — Ottawa

Rep. of progr. 1844—1884. Lücken.
Ann. Rep. N. S. **1—16.** 1886—1904.
Gen. Index 1885—1906.
Rep. of Mines for 1949.
Ann. Rep. 1950 ff.
Mem. **216—251** ff. 1940—1948 ff. Lücken.
Bull. **3.** 1946 ff. Lücken.
Econ. Geol. Ser. **1. 15. 16.** 1946—1952.
Prospecting for Uranium in Canada. 1952.
Publ. of the Geol. Surv. 1917—1952.
Cat. of Canadian plants. **1—6.** 1883—1892.

Nat. Mus. of Canada — Ottawa

Bull. **114—118.** 1949—1950.

Mexiko

Soc. geol. Mexicana — Mexico

Bol. **1—8.** 1905—1912.

Inst. Geol. de Mexico — Mexico

Bol. **1—50.** 1895—1931.
Parergones **1. 2.** 1903—1907.

Univ. Nac. Autonoma de Mexico, Inst. de Geol. — Mexico

Anal. **8.** 1946 ff.
Bol. **52.** 1946 ff.

Centro de Doc. cient. y tecn. — Mexico

Bol. **1.** 1952 ff.

Inst. Panamer. de Geogr. e Hist. — Mexico

Publ. **56.** 1941.

Vereinigte Staaten

a) Washington D. C.

Smithsonian Inst. — Washington

Smithsonian Contr. **1—35.** 1848—1904.
Smithsonian Misc. Coll. **1—111** ff. 1862—1950 ff. Lücken.
Ann. Rep. of the Bur. of Ethnology. **1—12.** 1879—1894.
Ann. Rep. of the Board of Regents. 1855—1951 ff. Lücken.

U. S. Geol. Survey — Washington

Ann. Rep. **2—33.** 1880—1912.
Monogr. **1—55.** 1882—1929. Lücken.
Prof. Pap. **1—256.** 1902—1953 ff. Lücken.
Circular. **14—360.** 1946—1955 ff. Lücken.
Bull. **1—1022** A. 1884—1954 ff. Lücken.
Water Supply Papers. **307—1229.** 1913—1953 ff. Lücken.
Publ. Geol. Surv. 1948.
Mineral Resources. 1. Metals. 2. Nonmetals. 1883—1912. Lücken.

Secretary of the Interior — Washington

Ann. Rep. 1938—1948.

Commiss. of Agric. — Washington

Rep. 1867—1871.

Commiss. of Patents — Washington
Results of meteorological observations 1. 2, 1. 1854—1864.

Library of Congress — Washington
The United States Quart. Book Rev. 6. 7. 1950—1951. Lücken.

U.S. Nat. Mus. — Washington
Rep. 1886—1949 ff. Lücken.

Rep. of the Superintendent of the Coast-Surv. 1856—1862. — Washington

Rep. upon the Colorado-River. 1861. — Washington

Rep. upon geogr. and geol. explor. and Surv. west of the 100. meridian.
P. 4, 3. 1875.

U.S. Geol. Explor. on the 40. Parallel
Rep. 1—7. 1876—80. Lücken.

Rep. upon U.S. Geogr. Surv. west of the 100. meridian — Washington
3, Suppl. 1881.

U.S. Geol. Surv. of the Territories — Washington
Rep. 5—12. 1873—1879. Lücken.

U.S. Geol. and Geogr. Surv. of the Territories — Washington
Ann. Rep. 1—12. 1867—83.
Bull. 1—6. 1877—82.
Misc. Publ. 1—11. 1877—80. Lücken.

U.S. Geogr. and Geol. Surv. of the Rocky Mountains — Washington
Contr. to North American Ethnology. 1890—93.

U.S. Geol. Surv. of Nebraska — Washington
Final Rep. 1872.

b) Einzelstaaten

California

Univ. of California — Berkeley & Los Angeles
Publ. in Geol. Sci. 30. 1954 ff.

California Acad. of Nat. Sci. — San Francisco
Proc. Ser. 1—4. 1864—1928. Lücken.

California State Min. Bur. — Sacramento
Ann. Rep. 10—12. 1890—1894.

Colorado

Colorado School of Mines — Golden
Quarterly. 40. 1945 ff. Lücken.

Connecticut

Yale University Library — New Haven
Amer. J. Sci. 252. 1954 ff.

Illinois

Field Columbian Mus. (1910—1943: Field Mus. of Nat. Hist.; 1944 ff.: Chicago Nat. Hist. Mus.) — Chicago

Publ. (1945 ff.: Fieldiana)
Zool. Ser. 1—12. 1895—1925. Lücken.
Botan. Ser. 1. 1895.
Geol. Ser. 1—11 ff. 1895—1954 ff.
Techn. Ser. 3. 5. 6. 1930—1940.
Leaflet 1—12. 1922—1929. Lücken.
Geol. Mem. 1—3. 1930—1953. Lücken.
Rep. Ser. 12—13. 1940—42.
Ann. Rep. 1943 ff.
Fifty Years of Progress. 1893—1943.
Three Addresses, delivered at the Meeting ... 1943.

Illinois State Mus. of Nat. Hist. — Springfield

Rep. 1908—1912.
General Guide by A. R. Crook. 1914
Guide to the Min. Coll. 1920.
Its fifty years of service. 1927.

Geol. Surv. of Illinois — Springfield

Rep. 1—8. 1866—1890.

State Bur. of Labor Statist. of Illinois — Springfield

Biennial Rep. 1890—1908. Lücken.
Statist. of Coal in Illinois, Ann. Rep. 9—32. 1891—1913. Lücken.

Illinois State Geol. Surv. — Urbana

Bull. 4—76 ff. 1907—1952 ff. Lücken.
Illinois Petroleum. 65. 1952 ff.
Rep. of Invest. 161. 1952 ff.
List of Publ. 1954.

Indiana

Indiana Acad. of Sci. — Indianapolis

Proc. 1894—1908.

Geol. Surv. of Indiana — Indianapolis

Ann. Rep. 1—10. 1869—79. Lücken.

Dep. of Statist. and Geol. of the State of Indiana — Indianapolis

Ann. Rep. 1. 2. 1879—1880.

Dep. of Geol. and Nat. Resources of Indiana — Indianapolis

Ann. Rep. 11—27. 1882—1902. Lücken.

Univ. of Notre Dame — Notre Dame

The Amer. Midland Naturalist. 10—12. 1926—30. Lücken.

Iowa

Geol. Surv. of the State of Iowa — Des Moines

Rep. 1. 1858.
Rep. 1. 2. 1870.
Ann. Rep. 1—22. 1893—1913. Lücken.

Kansas

Univ. of Kansas — Lawrence

The Kansas Univ. Quarterly 1—7. 1892—1898.
Sci. Bull. 2—5. 1904—1911.

Kansas Acad. of Sci. — Topeka
Trans. **37—41.** 1933—38.

Univ. Geol. Surv. of Kansas — Topeka
1—10. 1896—1938.
Bull. **15—24. 73** ff. 1929—38. 1948 ff. Lücken.

Kentucky

Geol. Surv. of Kentucky — Frankfort
Rep. **1—4.** 1856—61.

Louisiana

Louisiana Geol. Surv. — Baton Rouge
Geol. Bull. **4—30** ff. 1934—1954 ff. Lücken.
Bull. of the Louisiana Geol. Surv. **1—6.** 1905—1907, Lücken.
Rep. 1899: Geol. and Agric.
Rep. 1905.
Anthrop. Study **1—3.** 1935—1940.
Water Resources Pamphlet. **1.** 1954 ff.

Maryland

Maryland Geol. Surv. — Baltimore
Rep. **1—14.** 1897—1941.
County Rep.:
Allegany, Cecil, Garrett, S. Mary's Anne Arundel, Calvert, Prince George, Queen Anne, Talbot, Kent, Baltimore, Carroll and Frederic, Charles.
Rep. systematic geol., pal. Maryland: Cambrian and Ordovician. Silurian. Lower Devonian. Middle and Upper Devonian. Lower Cretaceous. Upper Cretaceous. Eocene. Miocene. Pliocene and Pleistocene. 1901—1923.
Maryland Weather Serv. **1—3.** 1899—1910.
Bull. **1,** 1944 ff.

Conservation Commiss. of Maryland — Baltimore
Rep. 1908—1909.

Massachusetts

Boston Soc. of Natur. Hist. — Boston
Mem. **1—9.** 1866—1935.
Occ. Pap. **2—4. 7.** 1875—1925.
Proc. **2—39.** 1848—1929.

Boston Journal of Natural History — Boston
1—7. 1834—1863.

Mus. of Comparative Zoology — Cambridge
Breviora **45** ff. 1955 ff.
Bulletin **111,** Nr. 4 ff. 1954 ff. (in Auswahl)

The Amer. Naturalist — Salem
2—4. 6. 1869—1872.

Peabody Acad. of Sci. — Salem
Ann. Rep. of the Trustees. **1—5.** 1869—1872.

Essex Inst. — Salem
Bull. **1—5. 9—13.** 1869—1882.
Proc. **6.** 1870.

Michigan

Michigan Acad. of Sci., Arts and Letters — Ann A

Pap. **1—22.** 1923—1937.
Rep. **2—22.** 1901—1921. Lücken.

Univ. of Michigan — Ann A

Mus. of Zool.:
Occ. Pap. **43—56.** 1917—1918.
Misc. Publ. **3. 4.** 1917—1918.
Mus. of Geol.:
Contr. **1.** 1924.

Michigan College of Mines — Hough

Year Book. 1901—1911.

Geol. Surv. of Michigan — Lan

Bien. Rep. of the Progr. **1.** 1861.
Rep. on the Progr. 1870.

Minnesota

Minnesota Acad. of Natur. Sci. — Minneap

Bull. **3.** 1889—91.

Geol. and Natur. Hist. Surv. of Minnesota — Minneap

Bull. **6—8. 10.** 1891—1894.
Ann. Rep. **1—24.** 1872—1899. Lücken.
Final Rep. **1—6.** 1872—1901. Lücken.

Univ. of Minnesota — Minneap

Bull. **25—27.** 1935—1936.

The Amer. Geologist — Forts.: Econ. Geol. — Minneap

27—36. 1901—05.
1—11. 1906—16.

Missouri

Acad. of Sci. of St. Louis — St. L

Trans. **1—20.** 1856—1911.

Missouri Geol. Surv. — Jefferson C

Rep. **1—7.** 1855—1894. Lücken.

New Jersey

Geol. Surv. of New Jersey — Tren

Geol. of the County of Cape May. 1857.
Rep. on the Clay deposits. 1878.
Final Rep. of the State Geol. **1—6.** 1888—1904.
Paleont. of the Cretaceous and Tertiary **1. 2.** 1868—1892.
Rep. on Paleont. **3.** 1903.

New York

New York State Mus. — Alb

Bull. **1—107.** 1888—1907. Lücken.
Nat. Hist. of New York: Paleontology **5. 8.** 1879—1894.
Ann. Rep. of the Regents of the Univ. **23—26.** 1869—72.
Ann. Rep. of the Regents of the New York State Mus. **44—62.** 1891—1908. Lücken.

Buffalo Soc. of Natur. Sci. — Buffalo
Bull. 1—8. 1874—1906.

Paleont. Res. Inst. — Ithaca, N.Y.
Bull. Amer. Paleont. 28, 7. 29, 116. 1943. 1946.

New York Acad. of Sci. — New York
Ann. 1—30. 1878—1928. Lücken.
Trans. 1—16. 1881—1895. Ser. 2, 1. 1938.

Geol. Soc. of Amer. — New York
Bull. 1—51 ff. 1890—1940 ff. Lücken.
Index 1—10. 21—40. 51—60.
Bibliogr. and Index of Geol. 1—13 ff. 1934—1949 ff. Lücken.
Spec. Pap. 1—19. 1934—1939. Lücken.
Proc. 1935—1938. 1948 ff.
Mem. 1—34 ff. 1934—1949 ff. Lücken.
The Geol. Soc. 1888—1930.
Membership List. 1950. 1952.
Berkey Vol. 1950.
FAIRBANKS and BERKEY: Life and Letters of R. A. F. Penrose jr. 1952.
Treatise on Invertebrate Paleontology. Part D 1953 ff.

Amer. Mus. of Natur. Hist. — New York
Bull. 1—99 ff. 1881—1949 ff. Lücken.
Novitates No. 1387. 1949 ff. Lücken.
List of Papers 1—16. 1902.
Anthropol. Pap. 43, 4. 1952.

Amer. Geogr. Soc. of New York — New York
Geogr. Rev. 41 ff. 1951 ff.

Rochester Acad. of Sci. — Rochester
Proc. 1—6. 1889—1921.

North Dakota

State Geol. Surv. of North Dakota — Bismarck
Biennial Rep. 2. 1902.

Ohio

Geol. Surv. of Ohio — Columbus
Bull., Ser. 4, 1—3. 6—22. 1903—1920.

Dep. of Nat. Resources, Div. of Geol. Surv., Ohio State Univ. — Columbus
Inform. Circ. 9. 1953 ff.
Rep. Invest. 20. 1954 ff.
Bull. 53. 1954 ff.

Dept. of Ind. Rel., Div. of Labor. Statist. Div. of Mines — Columbus
Ann. Coal and Non-metallic Miner. Rep. 1954 ff.

Ohio cooperative topographic Surv. — Springfield
Preliminary Rep. 1903.

Pennsylvania

2nd Geol. Surv. of Pennsylvania — Harrisburg
Miscellaneous Rep. 1874—91.
Anthracite Region. 1881—91.
Bituminous Coalfields and surrounding Areas. 1875—1880.
North-eastern and Middle Pennsylvania. 1875—1885.
South-eastern Pennsylvania. 1876—1885.
South-eastern Pennsylvania, Ann. Rep. 1885—1887.

Pennsylvania Geol. Surv. — Harrisburg
Bull. Ser. **4**. 1922—1938.

Acad. of Natur. Sci. of Philadelphia — Philadelphia
J. N. S. **1—15**. 1847—1912. Lücken.

Assoc. of Amer. Geol. and Naturalists — Philadelphia
Report on the meetings. **1—3**. 1840—1842.

Amer. Philos. Soc. — Philadelphia
Early Proc. 1744—1838.
Proc. **7—37**. 1861—98.
Cat. of the Amer. Philos. Soc. Library. 1863—66.
Trans. N. S. **12—19**. 1863—99.

Amer. Inst. of Min. Eng. — Philadelphia
Trans. **1**. 1873.

Wisconsin

Wisconsin Acad. of Sci. — Madison
Trans. **1—17**. 1870—1914.

Wisconsin Geol. and Natur. Hist. Surv. — Madison
Bull. **4**. **8**. 1898. 1902.

Wisconsin State Agric. Soc. — Madison
Trans. **10**. **11**. 1872—73.

Geol. Surv. of Wisconsin — Milwaukee
Rep. **1**. 1862.
Geol. of Wisconsin Surv. **1—4**. 1873—1879.

B. Südamerika

Argentinien

Asoc. geol. Argentina — Buenos Aires
Rev. **4—5**. 1949—1950. Lücken.

Ministero de Ind. y Com. de la Nac. — Buenos Aires
Bol. **73** ff. 1950 ff. Lücken.
An. **4**. 1953.
Publ. **141** ff. 1954 ff.

Mus. Argentino de Cienc. Nat. „Bernardino Rivadavia" — Buneos Aires
An. **39**. 1937/1938 ff.
Bibl. Argentina de Cienc. Nat. **1**. 1948.
Com.: Cienc. geol. **1**. 1948 ff.
Publ. de Extension Cult. y Didactica. **2** ff. 1948 ff.
Revista: Cienc. geol. **1**. 1950 ff.

Mus. Nac. de Buenos Aires — Buenos Aires
An., Ser. 2—3. 1895—1913. Lücken.
Indice **1—20**. 1914.

Rev. Argentina de Hist. Natur. — Buenos Aires
1. 1891.

Soc. Cient. Argentina — Buenos Aires
An. **8**. 1879. **156**. 1953 ff.

S o c. A r g e n t i n a d e M i n. y G e o l. — Buenos Aires
Rev. minera geol. y mineral. **3.** 1931 ff.

A c a d. N a c. d e C i e n c. e n C o r d o b a — Cordoba
Bol. **15—17.** 1894—1902.
Act. **6.** 1889.

M u s. M u n i c. d e C i e n c. N a t u r a l e s — Mar del Plata
Rev. **1** ff. 1954 ff.

M u s. d e H i s t. N a t u r. d e M e n d o z a — Mendoza
Rev. **2.** 1948.

A m e g h i n o, F l o r e n t i n o — La Plata
Obras completas y correspondencia cient. **1—24.** 1913—1936.

M u s. d e L a P l a t a — La Plata
Rev. **1—17.** 1890—1911.

Brasilien

I n s t. d e B i o l. e P e s q u i s a s t e c n o l. — Curitiba
Arq. de Biol. e Tecnol. **1.** 1946 ff.

M u s. P a r a n a e n s e — Curitiba
Arq. **5.** 1945/46 ff.
Publ. avulsas **8.** 1955.

D i v i s a o d e F o m e n t o d a P r o d. M i n. — Rio de Janeiro
Avulso **48—77.** 1943—1949.
Bol. **18—82.** 1937—1947. Lücken.

D i v i s a o d e G e o l. e M i n. (b i s 1 9 4 0 : S e r v. G e o l. e M i n. d o B r a s i l) — Rio de Janeiro
Monogr. **1. 8. 12.** 1913—1941.
Not. prelim. e estud. **21—37.** 1940—1946. Lücken.
Cat. **1.** 1943.
Bol. **7—122.** 1940—1948. Lücken.
Rel. ann. de Director. 1928—1942. Lücken.

M u s. N a c. d e R i o d e J a n e i r o — Rio de Janeiro
Arch. **6—11.** 1885—1901.
White, A.: Paleontology of Brasil. 1888.

R e p. d a s E s t a d o s U n. d o B r a s i l. M i n. d a A g r., D e p. N a c. d a P r o d. M i n., L a b o r. d a P r o d u c a o M i n. — Rio de Janeiro
Avulso **5—8.** 1943—1948.
Bol. **4—33.** 1942—1949. Lücken.

I n s t. B r a s i l e i r o d e G e o g r. e E s t a d i s t. — Rio de Janeiro
Bol. geogr. **6—11** ff. 1949—1953 ff. Lücken.
Rev. Brasileira de Geogr. **10.** 1948 ff.

S o c. B r a s i l e i r a d e G e o l o g i a — Sao Paulo
Bol. **1.** 1952 ff.

Chile

I n s t. d e i n g. d e m i n a s d e C h i l e — Santiago
Minerales **1.** 1945 ff.

I n s t. p a n a m e r. d e i n g. d e m i n a s y g e o l. — Santiago
Ipimigeo **1.** 1946 ff.

Mus. Nac. de Hist. Natur. Santiago
Bol. **25.** 1951 ff.

Ecuador

Escuela Politecnica Quito
Politecnica **1,** 1. 2. 1936.

Kolumbien

Inst. Geofis. de los Andes Columbianos Bogota
Bol. Ser. A **10.** 1953.
Bol. Ser. C **1.** 1949 ff.
Bol. sismico 1951 ff.
Publ. **8.** 1953 ff.

Peru

Inst. Nac. de Invest. y Fomento Mineros Lima
Bol. **1.** 1950 ff.
Mem. **2** ff. 1954 ff.

Soc. geol. del Peru Lima
Bol. **20.** 1947 ff.

Venezuela

Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dir. de Geol. Caracas
Bol. Geol. **1.** 1951 ff.

Asien

China

Acad. Sinica Peking
Acta Palaeontologica Sinica **3** ff. 1955 ff.

Geol. Surv. of China Peking
Palaeontologia Sinica. Ser. A—D. 1922—1938. Lücken.

Geol. Soc. of China Peking
Bull. **28. 30.** 1948—1950.

Indien

Geol. Surv. of India Kalkutta
Mem. **1—80** ff. 1870—1951 ff. Lücken.
Index **1—54.**
Mem., Palaeontologica Indica. Ser. **1—16.** 1861—1912. Lücken.
New Series **1—32.** 1891—1941. Lücken.
Index 1891.
Rec. **1—77.** 1870—1945. Lücken.

Geol., Mining and Metallurg. Soc. of India Kalkutta
Bull. **11.** 1952 ff.
Quarterly Journal. **23** ff. 1951 ff.

Mining, Geol. and Metallurg. Inst. of India Kalkutta
Trans. 1948 ff. Lücken.

Indochina

rv. géol. de l'Indochine — Hanoi
Mem. **1—14.** 1912—1929.
Bull. **1—24.** 1913—1937.
Comptes rendus 1936. 1937.

Pakistan

ɜol. Surv. of Pakistan — Quetta
Rec. **1—4.** 1948—1955 ff.

Japan

ɜol. Surv. of Chosen — Keijo
Bull. **4. 6. 7.** 1925—1926.
Bull. on the Min. Surv. **5.** 1932.

ɔhoku Imp. Univ. — Sendai
Sci. Rep. Ser. **1—3.** 1911—1936. Lücken.

ones plantarum Formosanarum — Taihoku
1—3. 1911—1913.

ɩt. Res. Council of Japan — Tokio
Jap. J. of Geol. and Geogr. **1—22** ff. 1922—1952 ff.
Jap. J. Astron. Geophys. **1—17.** 1922—1940. Lücken

ɔllege of Sci., Imp. Univ. — Tokio
J. **1—45.** 1887—1925. Lücken.
Gen. Ind. **1—25.** 1913.

ɩp. Earthquake Invest. Comm. — Tokio
Bull. **1—4.** 1907—1912.
Publ. in foreign languages **3—24.** 1900—1907.

ismolog. Surv. of Japan — Tokio
Trans. **1—16.** 1880—1892. Lücken.

ɩp. Geol. Surv. of Japan — Tokio
Rep. 1878. 1879.

:. Ges. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens — Yokohama
Mitt. **1—4.** 1873—1874.

Australien

Soc. of Queensland — Brisbane
Proc. **35—65** ff. 1924—1953 ff. Lücken.

ɔiv. of Queensland, Dep. of Geology — Brisbane
Pap. N. S. **2. 3.** 1944—1949. Lücken.
Rep. Great Barrier Reef Comm. **5.** 1942.

Soc. of Victoria — Melbourne
Proc. N. S. **56—61. 63** ff. 1944 ff.

ɔv. of Victoria, Dept. of Mines — Melbourne
Mining and geol. J. **5.** 1954 ff.

C. Sonderdrucke

ABELE, Gustav, Bruno FUCHS & Walter STEPHAN: Die westliche bayerische Vorlandmolasse. – Erl. Geol. Übersichtskarte Süddtsch. Molasse 1 : 300 000, München 1955.

AHRENS, Wilhelm: Gotthard FLIEGEL †. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

— Wilfried VON SEIDLITZ †. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

— & Herbert KARRENBERG: Stand der stratigraphischen und tektonischen Erforschung der niederrheinischen Braunkohlenformation. — Geol. Jb. **65**, Hannover 1950.

— Wilhelm WUNSTORF †. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

ALBIEZ, Gustav: Neue Untersuchungen über das Vorkommen von Rheingold. — Ber. Naturforsch.-Ges. Freiburg i. Br., **41**, H. 2, Freiburg 1951.

ANDRÉE, Karl: Erdentstehung auf kaltem Wege und einige ihrer Konsequenzen. — Petermanns geogr. Mitt., H. 3, Gotha 1951.

— Gedanken zu Kants geologischen Anschauungen und ihren Auswirkungen auf die heutige Geologie (nebst besonderen Bemerkungen zum Thema „Kant und der Bernstein"). — Jb. d. Albertus-Univ. Königsberg, **2**, Göttingen 1952.

— Geologische Konsequenzen einer Erdentstehung auf kaltem Wege. — Geol. Rdsch. **39**, H. 1, Stuttgart 1951.

— Einige geologische Konsequenzen einer Erdentstehung auf kaltem Wege. — Forsch. u. Fortschr. **26**, Nr. 9/10, Berlin 1950.

ARNOLD, Hellmut: Hydrochemische Studien im Düsseldorfer Raum. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

ARRIBAS, Alfredo San Miguel: Datos petrologicos sobre las erupciones basalticas del Bajo Ebro (Espana). — Bull. volcanologique, Ser. 2, **12**, Neapel 1952.

Attivita: Centro di studio dei materiali naturali litiodi da construzione. Roma: Consiglio naz. delle ricerche. — La Ricerca scientifica. **23**, 1953. **24**, Rom 1954.

BACHMAYER, Friedrich: Zwei neue Asseln aus dem Oberjurakalk von Ernstbrunn (Niederösterreich). — Sitz.-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. 1, **158**, Wien 1949.

— Zwei bemerkenswerte Crustaceenfunde aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. 1, **163**, H. 1, 2, Wien 1954.

— Neue Dekapoden aus dem österreichischen Tertiär. — Ann. d. Naturhist. Mus. **57**, 1949/50. Wien 1950.

— & H. ZAPFE: Zur Geschichte der Erde und des Lebens. BACHMAYER, Friedrich: Ein Korallenriff in Niederösterreich. ZAPFE, H.: Vorzeitliche Meere im Wiener Becken. — Univers. Natur u. Techn. **9**, H. 15, Wien 1954.

— & A. PAPP: Lebensspuren aus dem französischen Jura und dem Schlier Österreichs. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. Abt. I, **160**, H. 3. 4, Wien 1951.

— Die Myriopodenreste aus der altplistozänen Spaltenfüllung von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (Niederösterreich). Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **162** Wien 1953.

BADING, Rolf: Zur reflexionsseismischen Erfassung einer Bruchtektonik. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1952.

BAIRD, Donald: Latex molds in Paleontology. — Univ. of Cincinnati-Mus. **28**, 4, 1951.

— Revision of the Pennsylvanian and Permian footprints Limnopus, Allopus and Baropus. — J. of Paleontol. **26**, 5, Menasha 1952.

BARTENSTEIN, Helmut, & E. BRAND: Die Foraminiferengattung Tribrachia Schubert, 1912 in der deutschen Kreide. — Senckenbergiana **31**, 1/2, Frankfurt a. M. 1950.

BASSE, Eliane: Sur la faune malacologique du crétacé moyen de la Cordillere Andine. — C. R. Soc. géol. France, No. 5/7, Paris 1936.

BEASLEY, A.: Ostracods in relation to Queensland oil shales and tertiary stratigraphy. — Australien J. Sci. **7**, No. 1, Brisbane 1944.

— The petrography of some Queensland oil shales. — Mem. Queensland Mus. **12**, P. 3, Brisbane 1945.

BECK-MANNAGETTA, Peter, mit Beitr. von Helmuth ZAPFE: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — Skizzen zum Antlitz der Erde, Wien 1953.

BECKMANN, Heinz: Palachemonella torleyi n. gen. et n. sp., eine neue Foraminifere aus den Schleddenhofer Schichten (Mitteldevon). — Geol. Jb. **67**, Hannover 1953.

BEHRMANN, R.: Geologie und Lagerstätten des Ölfeldes Reitbrook bei Hamburg. — Erdöl u. Tektonik in NW-Deutschland, Hannover/Celle 1949.

BEIER, Max: Miozäne und oligozäne Insekten aus Österreich und den unmittelbar angrenzenden Gebieten. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **161**, 2. 3. Wien 1952.

BEMMELEN, R. W. VAN: The geophysical contrast between orogenic and stable areas. — Geologie en Mijnbouw. N.S. **16**, s'Gravenhage 1954.

— Gedanken zur alpinen Gebirgsbildung. — Erdöl-Ztg., Wien 1953.

— Quelques observations sur la structure du faisceau d'anticlinaux d'Esneux (Province de Liège, Belgique). — Ann. Soc. géol. Belgique 77, Lüttich 1954.

— Relations entre le volcanisme et la tectogénèse en Indonésie. — Bull. volcanologique, Sér. 2, **13**, Neapel 1953.

BERCKHEMER, F.: Bernhard HAUFF. — Jh. d. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, Stuttgart 1950.

— Martin SCHMIDT zum Gedächtnis. — Jh. d. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, Stuttgart 1950.

BESAIRIE, Henri: Sur la constitution du socle cristallin de Madagascar. — C. R. Acad. Scie., Paris 1952.

BHARDWAJ, Dinesh Chandra, & Gerhard KREMP: Die Sporenführung der Velener Schichten des Ruhrkarbons. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.

BIESE, Walter: Revision de los moluscos terrestres y de agua dulce provistos de concha de Chile. P. 1—4. — Boletin Mus. Nac. Hist. Nat. **22**, 1944 u. **25**, Santiago de Chile 1951.

— Travertino y marmol una nueva industria en Chile. — Boletin minero No 598, Santiago de Chile 1950.

BOCK, Richard: Der mitteleuropäische Anteil am paneuropäischen Normalfeld der erdmagnetischen Vertikalintensität. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.

BODE, Hans: Die floristische Kennzeichnung des Westfals D. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.

— Die hydrologischen Verhältnisse am Südrand des Beckens von Münster — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

BRAND, Erich: Neue Ergebnisse zur mikropaläontologischen Gliederung des nordwestdeutschen Dogger und Valendis. — Erdöl u. Tektonik in NW-Deutschland, Hannover/Celle 1949.

BRAUN, Franz-Josef: Die Terrassen an der mittleren Ruhr. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

BREDDIN, Hans: Angewandte Geologie im rheinisch-westfälischen Raum. — Jb. d. Rhein.-Westf. Techn. Hochschule Aachen 2, 1949.

BRELIE, Guenther VON DER, & Ulrich REIN: Die pollenanalytische Flözorientierung im Braunkohlentiefbau der Schachtanlage Morschenich. (Zur Geologie der rheinischen Braunkohle. 9.) — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

— u. a.: Das Spät- und Postglazialprofil von Wallensen im Hils. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1953.

BRÜGGEN, Juan: Sobre las piedras surcadas en los desiertos. — Rev. Universitaria **34**, No. 1, 1949.

— Sobre el terremoto de Angol-Traiguen del 19 de Abril de 1949. — Rev. Universitaria **34**, No. 1, 1949.

BRUNNER, Georg: Die „Distlerkeller" in Pottenstein/Ofr. Eine Faunenfolge des Würm I—III Interstadial. — Geol. Bl. von NO-Bayern, **2**, H. 3, Erlangen 1952.

— Das Dohlenloch bei Pottenstein (Obfr.). Eine Fundstelle aus dem Würm-II-Glazial. — Abh. d. Naturhist. Ges. zu Nürnberg **27**, H. 3, Nürnberg 1952.

— Das Gaisloch bei Münzinghof (Mfr.) mit Faunen aus dem Altdiluvium und aus jüngeren Epochen. — Neues Jb. f. Min., Abh. 91, Abt. B, Stuttgart 1949.

— Die Höhle am Butzmannsacker bei Auerbach/Obpf. — Geol. Bl. von NO-Bayern, **5**, H. 3, Erlangen 1955.

— Die Markgrabenhöhle bei Pottenstein (Obfr.) Eine Fauna des Altdiluviums mit Talpa episcopalis Kormos u. a. — Neues Jb. f. Geol. u. Paläontol., Mh. 10, Stuttgart 1952.

BRYAN, W.: The geological Approach to the study of soils. — Report oft the 25th meeting of the Austral. and N. Zealand Ass. for the Advancem. of Sci., Adelaide 1946.

BÜRGL, Hans, & Bruno KUNZ: Magnetische Messungen im Wiener Becken. — Geol. Jb. **70**, Hannover 1954.

BUONOPANE, Alberto: Risultati di alcune prove su materiali da costruzione della provincia di Avellino. — La Ricerca scientifica. **24**, Rom 1954.

BURFORD, John: Les grandes Lignes tectoniques du Tessin meridional. — Boll. Soc. Ticinese di Scienze Naturali **45/46**, Bellinzona 1951.

BUSSE, Erwin: Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalkes im Meißnergebiet, Nordhessen. — Notizbl. d. hess. L.-A. f. Bodenf., Folg. 6, 3, Wiesbaden 1952.

— Profil der Unteren und Mittleren Ceratitenschichten vom Eisenberg bei Hessisch-Lichtenau und Walburg. — Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch. **82**, Wiesbaden 1954.

Capozza, Franco: Una memoria sul ferro in Italia. — L'Industria mineraria, Rom 1953.
Carlé, Walter: Zur Altersstellung junger Talfüllungen in Süddeutschland. — Natur und Volk **79**, Frankfurt a. M. 1949.
— Aufgaben und Leistungen der Wasserwirtschaft Spanisch-Galiciens. — Gas- u. Wasserfach **89**, München 1948.
— Bau und Entstehung des Odenwaldsattels. — Z. dt. geol. Ges. **90**, Berlin 1938.
— Über den Bau der Südwestdeutschen Großscholle. — Z. dt. geol. Ges. **103**, Hannover 1952.
— Neue Beobachtungen zur Deckgebirgs-Tektonik von Südwest-Deutschland. — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. **32**, Freiburg i. Br. 1943/50.
— Betrachtungen zur Tektonik des südwestdeutschen Deckgebirges. — Z. dt. geol. Ges. **98**, Berlin 1948.
— Die Beulen im deutschen Saxonikum. — Geol. Rdsch. **30**, Stuttgart 1939.
— Über den Charakter der Tektonik am Nordwest-Ende der Frankenalb bei Staffelstein. — Geol. Bl. NO-Bayern **1**, H. 4, Erlangen 1951.
— Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nordwest-Spanien). — Geotekton. Forsch., H. 6, Berlin 1945.
— Hydrogeologische Forschungen. — Gas- u. Wasserf. **91**, München 1950.
— Gänge als Zeitmarken und tektonische Bezugsflächen. M. e. Beitr. z. reg. Geologie Galiciens (Nordwest-Spanien). — Geol. Rdsch. **31**, Stuttgart 1940.
— Das innere Gefüge der Stauch-Endmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. — Geol. Rdsch. **29**, Stuttgart 1938.
— Zur Geologie des Kreises Crailsheim: Geologische Übersicht; Oberflächenformen und geologischer Bau; Grundwasser, Quellen und offene Gewässer. — Kreisbeschreibg. Crailsheim. Hrsg. v. Statist. L.-A. Bad.-Württ. 1953.
— Geologie und Hydrologie der Heilwässer von Bad Mergentheim. — Geol. Jb. **64**, Hannover 1950.
— Zur Geologie und Hydrogeologie des mittleren Tauberlandes. — Jh. Geol. Abt. Württ. Statistisch. L.-A. **1**, Stuttgart 1951.
— Gequälte Gesteine. — Natürliche tektonische Modelle. — Aus der Heimat **51**, Öhringen (Württ.) 1938.
— Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Triasgebietes und Albvorlandes von Nordost-Württemberg. Z. dt. geol. Ges. **105**, T. 2, Hannover 1954.
— & D. Pfeiffer: Die Grundwasser-Fassungen in Nord-Württemberg. — Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. L.-A. **2**, Stuttgart 1952.
— Die Hegau-Heldburg-Zone, ein rheinisch streichendes Lineament in Süddeutschland. — Jh. Geol. Abt. Württ. Stat. L.-A. **2**, Stuttgart 1952.
— Karrenbildung im Granit der galicischen Küste bei Vigo (Nordwest-Spanien). — Geol. d. Meere u. Binnengewässer **5**, Berlin 1941.
— Die Lagerungsstörungen in den Kieselgurgruben von Ohe (Lüneburger Heide). — Abh. Naturw. Ver. Bremen **31**, 2, Bremen 1939.
— Die westgalicischen Meeresbuchten. — Natur u. Volk **77**, Frankfurt a. M. 1947.
— Mineralbrunnen-Industrie und geologische Forschung. — Mineralwasser-Ztg. **7**, Stuttgart 1954.
— Die Mineralwässer von Bad Mergentheim. — Dt. Mediz. J. **5**, H. 5/6, Berlin 1954.
— Zwei fast vergessene Mineralwässer im ehemaligen hohenzollerischen Gebiet und ihre Stellung im Rahmen der Mineralwässer des Oberen Neckarlandes. — Hohenzoll. Jh. **13**, Gammertingen 1953.
— Die Molybdän-Vorkommen zwischen Le Thillot, Château Lambert und St. Maurice (Vogesen). — N. Jb. f. Min., Abh. **80**, Abt. A, Stuttgart 1949.
— Die Rolle des Waldes im Wasserhaushalt. — Gas- u. Wasserfach **88**, München 1947.
— Der Säuerling von Kleinengstingen — die einzige Mineralquelle der Albhochfläche. — Z. d. D. G. G. **105**, T. 2, Hannover 1954.
— Der Kleinengstinger Sauerbrunnen.
— Die Schichtlagerungskarte, eine Hilfe bei der Wassersuche. — Gas- u. Wasserf. **91**, München 1950.
— Schutzgebiete für die Trinkwasser-Gewinnungsstellen. — Württ. Gemeinde-Ztg., Nr. 10, 1949.
— Der Stammbaum einer marinen Ilmenit-Seife an der Nordküste von Spanisch-Galicien. — Senckenbergiana **27**, Frankfurt 1946.

— & Otto LINCK: Die Stromberg-Mulde im nordwestlichen Württemberg. — N. Jb. f. Min. Abh. **90**, Abt. B, Stuttgart 1949.
— Strudelkessel im Granit am Ufer der Bucht von Vigo (Nordwest-Spanien). — Geol. d. Meere u. Binnengewässer **4**, H. 2, Berlin 1940.
— Die nachvariscische Tektonik in Mitteleuropa. — Naturforsch. u. Medizin Deutschl. 1939 bis 1946, **48**, Wiesbaden 1948.
— Die saxonische Tektonik westlich und nordwestlich des Harzes (Gittelder Graben und Lutterer Sattel). — Geotekton. Forsch., H. 3, Berlin 1938.
— Zeugen einer diluvialen Vereisung in Spanisch-Galicien. — Natur u. Volk **77**, Frankfurt a. M. 1947.
— Primitive Zinnerzgewinnung in Nordwestspanien. — Aus der Heimat **54**, Frankfurt a. M. 1941.
CAROBBI, Guideo, & Francesco PENTA: Convegno mineralogico di Leoben (Leoben-Austria, 12—20 settembre 1953). — La Ricerca scientifica **24**, Rom 1954.
CASTER, Kenneth E., & William B. MACKE: An aglospid merostome from the upper Ordovician of Ohio. — J. Paleontol. **26**, 5, Menasha 1952.
CASTER, Kenneth E.: Die sogenannten „Wirbeltierspuren" und die Limulus-Fährten der Solnhofener Plattenkalke. — Paläontol. Z. **22**, 1, Berlin 1940.
CHAPPERS, Michael Stephan: Catalog of the Type specimens of fossils in the University of Cincinnati Museum. — Ohio J. Sci. **36**, No. 1, 1936.
CLOSS, Hans: Otto BARSCH †. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Practica de la reflexion sismica en Alemania. — Revista de Geofisica **49**, Madrid 1954.
— Rudolf VON ZWERGER †. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
COLLETTE, Bastiaan Jacob: On the gravity field of the Sunda Region (West Indonesia). Nebst Postscript. — Diss. Utrecht 1954, Geol. en Mijnbouw, N. S. **16**, s'Gravenhage 1954.
COLOM, Guilermo: Sur le bassin néogène du Sud de la Sierra Nevada. — C. R. Acad. Sci. **230**, Paris 1950.
CONFORTO, Bruno: Risultati della prima fase di ricerche di forze endogene nel Viterbese. — L'Ingegnere, Mailand 1954.
CORNELIUS, Hans Peter: Zur Einführung in einige Probleme der ostalpinen Zentralzone. — Geol. Rdsch. **40**, Stuttgart 1952.
— Basische Eruptivgesteine aus der Untertrias von Puchberg am Schneeberg (Niederösterreich). — Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1950, Nr. 5, Wien 1950.
— Potenzierte Faltung. (Ein vernachlässigtes Kapitel der tektonischen Geologie.) — Geol. Rdsch. **42**, H. 2, Stuttgart 1954.
— Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze"?. — Mitt. Geol. Ges. Wien **36/38**, Wien 1949.
— Julius VON PIA. — Mitt. d. Alpenländ. geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien) **35**, 1942, Wien 1944.
— Ein geologisches Relief des Rax-Schneeberg-Gebietes. — Akad. Anz. Österr. Akad. Wiss., Wien 1948.
— Walter SCHMIDT †. — Mitt. Geol. Ges. Wien **36—38**, 1943—45, Wien 1949.
— Die Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone (zwischen Ternitz und Turnau). — Mitt. Reichsamt Bodenf., Zweigst. Wien **2**, Wien 1941.
CORNELIUS-FURLANI, Marta: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Sitz.-Ber. d. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. 1, **162**, Wien 1953.
COTELO NEIVA, J.: Un Porphyre Leuco-Tonalitique. — Estudos, Notas e Trabalhos Serv. de Fomento Mineiro **3**, fasc. 4, Porto 1948.
— Deux nouvelles roches éruptives de la famille des Péridotites. — Estudos, Notas e Trabalhos Serv. de Fomento Mineiro **3**, fsc. 3, Porto 1948.
— Nouvelles roches éruptives de la famille des Pyroxénolites. — Estudos, Notas e Trabalhos Serv. de Fomento Mineiro **3**, fasc. 3, Porto 1948.

DALVÉ, Elizab.: The fossil fauna of the ordovician in the Cincinnati Region. — Publ. by the Univ. Mus., Dep. Geol. a. Geogr. Cincinnati, Ohio 1948.
DAMM, Bernhard, & Annerose BAUMANN: Dichte-Untersuchungen an Gesteinen des Westharzes. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
DAMMER, Bruno: Paul RANGE †. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1953.
DECHEND, Wilfr.: Eustatische und tektonische Einflüsse im Quartär der südlichen Nordseeküste. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1954.
DIENEMANN, Wilhelm: Wilhelm HAACK †. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Theodor SCHMIERER †. — Geol. Jb. **70**, Hannover 1955.
DIETZ, Curt, & H. HILTERMANN: Neuere geologische Beobachtungen am Lindener Kreideeinbruch in Hannover. — Jber. Nat.Ges. Hannover f. d. J. 1947/48—1949/50, Hannover 1950.

— Georg FREBOLD zum Gedenken. — Jber. Nat.Ges. Hannover f. d. J. 1947/48—1949/50, Hannover 1950.
— Die Versorgung der Molkereien Osterwald, Kr. Neustadt, sowie Lichtenhagen und Ottenstein im Weserberglande mit Trink- und Gebrauchswasser. — Festschr. Nieders. Molk.-Fachleute, Hannover 1951.
DROOGER, C.: Late eocene smaller foraminifera from Curacao and Bonaire (N. W. I.) — K. Nederl. Akad. Wetensch., Proc. Ser. B, **56**, No. 1, Amsterdam 1953.
— Miogypsina in Northern Italy. 1. — Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet. **57**, Amsterdam 1954
— Some Indonesian Miogypsinae. — K. Nederl. Akad. Wet., Proc. Ser. **56**, No. 1, Amsterdam 1953.
— Two species of Miogypsina from Southern Peru. — Bol. Soc. geol. Peru **26**, Lima 1953.
— Tissotia du sénonien inférieure du Djebel Maadid (Algérie). — Proc. K. Nederl. Akad. Wet. Ser. B, **56**, Amsterdam 1953.
DUPLAIX, Solange, & André CAILLEUX: Sur quelques sables des fonds de 3800 à 7900 m de l'océan atlantique. — C. R. Acad. Sci. **230**, Paris 1950.

EBERT, A.: Bemerkungen über den Bau des Ostsauerländer Hauptsattels. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
ECKHARDT, Franz-Jörg, & Hans Rudolf VON GAERTNER: Über Dolomite aus den Sedimenten des Ruhrkarbons. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.
ELTER, Giulio: Nuovi Risultati del rilevamento dei fogli Monte Bianco e Aosta. — Boll. Serv. geol. d'Italia **76**, Rom 1955.
ENDRISS, Gerhard: Die künstliche Bewässerung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete. — Ber. d. Naturf.-Ges. Freiburg **42**, H. 1, Freiburg i. Br. 1952.

FABIAN, Hans-Joachim, & Herm. SCHMIDT: Paralisches Oberkarbon in der Bohrung Lieme 1, östlich Bielefeld. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
FALINI, Filippo: Considerazione geominerarie sul problema delle ricerche di idrocarburi liquidi e gassosi nell'Italia meridionale continentale con particolare riguardo ad alcune zone della Campania. — Atti del 7. convegno nazionale del metano e del petrolio tenutosi a Taormina, Palermo 1952.
— A proposite di criteri di ricerca di idrocarburi nell'Italia meridionale continentale. — L'Industria mineraria, Rom 1953.
— & Renato MARSILI: Sul Leucitofiro di Sugano (Orvieto). — Ricerca Sci. e Ricostr. **17**. No. 11, Rom 1947.
— Sul significato minerogenetico dei prodotti contenuti nel rifiuto di laveria di Ponza. Sulla manifestazione di bitume di S. Potito (Ovindoli). — Atti Congr. Min. Ital. 1948.
FALKE, H.: Zur Entstehung der oberdevonischen Knollen- und Flaserkalke. — Geol. Rdsch. **37**, Stuttgart 1949.
— Das Fischsterben in der Bucht von Concepcion (Mittelchile). — Senckenbergiana **31**, Frankfurt a. M. 1950.
— Zur Frage der Verwendungsmöglichkeiten der Braunkohlenvorkommen im westlichen Westerwald. — Braunkohle, Wärme, Energie, H. 9/10, Düsseldorf 1950.
— Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. 5, Stuttgart 1950.
— Spezialtektonik am Nordrande der Nahemulde. — Z. dt. geol. Ges. **101**, Hannover 1949.
FALLOT, Paul: Comparaison entre Cordilleres Betiques et Alpes Orientales. — Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natur., Madrid 1954.
— Luis SOLÉ & Guilermo COLOM: Sur le bassin néogène du Sud de la Sierra Nevada. — C. R. Acad. Sci. **230**, Paris 1950.
— & A. FAURE-MURET: Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles Saint-Etienne de Tinée et Le Boréon (Alpes-Maritimes). — Trav. Sci. Club Alpin Franc. **3**, Paris 1950.
— Géologie méditerranéenne. Résumé des cours ... — Ann. Coll. France **53**, **54**, Paris 1953, 1954.
— Maurice LUGEON 1870—1953. — Bull. Soc. géol. France, Sér. 6, **4**, Paris 1954.
— Luis SOLÉ, Guillermo COLOM & Pierre BIROT: 1. Sur le néogène des bassins du Guardiana Menor et de Baza. - 2. Sur l'age des Couches de Baza et de la formation de Guadix (Province de Grenade). — C. R. Acad. Sci., Paris 1950.
— & L. Solé SABARIS: Observations sur le Trias Bétique et des Algues Calcaires. Introd. géol. - Algues calcaires par Marcel Lemoine. — Mem. y Com. Inst. Geol. Prov., Barcelona 1954.
— Sur la partie occidentale de la zone marnoschisteuse du Rif Espagnol. — Atti del 7 Convegno Naz. del Metano e del Petrolio, Palermo 1952.
— Phénomènes de décoiffement dans les groupes du Puez et du Sella (Dolomites du Tyrol). — C. R. Soc. Géol. France, No. 11, 1946, Paris 1946.

— Les Progrès de la Géologie en Espagne depuis cent ans. — Madrid 1949
— Rapport sur l'attribution du Prix Léon Bertrand à M. Raymond Levy. — C. R. Soc. Géol. France, No. 11, Paris 1953.
— Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les Dolomites. — Bull. Soc. géol. France, Sér. 5, **20**, Paris 1950
— Du rôle des decollements en tectonique. — Sci. **47**, Sér. **7**, Como u. Mailand 1953.
FAURE-MURET, Anne, & Paul FALLOT: La formation a microcodium au pourtour de l'Argentera-Mercantour. — Bull. Soc. géol. France, Sér. 6, **4**, Paris 1954.
— — Feuilles de Saint-Etienne-de Tinée et Saint-Martin-Vésubie au 50 000. Observations sur le nummulitique des abords SO de Saint-Etienne-de-Tinée et du Nord du Tournairet. — Bull. Carte géol. France, No. 226, **47**, Paris 1950.
— René ABRARD & Paul FALLOT: Observations nouvelles sur le Nummulitique des abords du massif de l'Argentera-Mercantour. — C. R. Acad. Sci. **238**, Paris 1954.
FENNEMAN, NEVIN M.: The rise of physiography. — Bull Geol. Soc. Amer. **50**, New York 1939,
FIEBIG, Heinrich: Die Ergebnisse einer feinstratigraphisch-faziellen Untersuchung der oberen Bochumer Schichten (oberes Westfal A) am linken Niederrhein. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.
FIEGE, Kurt: Eine Fisch-Schwimmspur aus dem Culm bei Waldeck, mit Bemerkungen über die Lebensräume und die geographische Verbreitung der karbonischen Fische Nordwest-Europas. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1, Stuttgart 1951.
— Die Raseneisenerze Schleswig-Holsteins. — N. Jb. Miner., Mh. 9/10, Stuttgart 1950.
— Sedimentationszyklen und Epirogenese. — Z. Dt. Geol. Ges. **103**, Hannover 1951.
— Die Grenze Wealden — marine Unterkreide in Nordwestdeutschland — Schr. Nat. Ver. Schleswig-Holstein **25**, Kiel 1951.
FIRBAS, F., H. MÜLLER & K. O. MÜNNICH: Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling"-Klimaschwankung. — Die Naturwiss. **42**, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1955.
FLOWER, Rousseau H.: Cephalopods from the Silurian of Arisaig, Nova Scotia. Apsidoceras in the Trenton of Montreal. — J. Paleontol. **17**, No. 3, Menasha (Wisc.) 1943.
— Development of the Mixochoanites. — J. Paleontol. **15**, No. 5, Menasha (Wisc.) 1941.
— The apical end of Actinoceras. Some devonian Actinoceroidea. — J. Paleontol. **14**, No. 5, Menasha (Wisc.) 1940.
— Revision and internal structures of Leurocycloceras. — Amer. J. Sci. **239**, New Haven (Conn.) 1941.
— Structure and relationship of Cincinnati Cyrtocerina. — Ohio J. Sci. **43**, No. 2, Columbus (Ohio) 1943.
FLÜGEL, H.: Das tektonische Gefüge von Kher bei Rein. — Mitt. Geol. Ges. **45**, Wien 1954.
— & E. FLÜGEL: Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zink-Abbaue des Grazer Paläozoikums. — Berg- u. hüttenmänn. Mh. 10, **98**, Wien 1953.
— Neue Graptolithen aus dem Gotlandium der Karnischen Alpen — Carinthia II. Mitt. d. Naturw. Ver. Kärnten **143**, H. 2, Klagenfurt 1953.
— Die tektonischen Verhältnisse zwischen Stübinggraben und der Mur. — Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark **84**, Graz 1954.
— Chaetetes cf. milleporaceus M. E. H. aus dem Unterkarbon von Trieben (Obersteiermark). — Anz. Math.-nat. Kl. Österr. Akad. Wiss. Nr. 11, Wien 1954.
FÖRTSCH, Otto: Analyse der seismischen Registrierungen der Großsprengungen bei Haslach im Schwarzwald am 28. April 1948. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1951.
FRANK, Manfred: Die Nürtinger Heinrichsquelle ein neues Heilwasser aus dem Stubensandstein Württembergs. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1951.
FRECHEN, Josef: Die Herkunft der spätglazialen Bimstuffe in mittel- und süddeutschen Mooren. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1952.
FREISING, Hans: Die Deckschichten der eiszeitlichen Flußkiese von Steinheim an der Murr (Landkreis Ludwigsburg). — Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. L.-A. **2**, Stuttgart 1952.
— Gibt es in Hessen drei Würm-Lösse? — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. **35**, Freiburg i. Br. 1954.
— Schrifttum zur Mineralogie, Geologie und Paläontologie der ehemaligen Länder Württemberg und Hohenzollern 1945—1950. — Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. L.-A. **2**, Stuttgart 1952.
FRICKE, Karl: Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. Bem. z. Karte u. zur Nomenklatur u. Begriffsbestimmung der Mineralwässer. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
FUCHS, Bruno: Der Keuper. — Erl. geol. Übersichtskarte von Bayern. 1 : 500 000. München 1954.
— Das Tertiär der Röhn. — Erl. geol. Übersichtskarte von Bayern 1 : 500 000. München 1954.
— Die westliche bayerische Vorlandmolasse. — Erl. geol. Übersichtskarte Süddtsch. Molasse 1 : 300 000. München 1955.

FUHRMANN, Aug.: Die Gliederung der Kulmstufe III β in der Umgebung von Clausthal-Zellerfeld. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1951.
— Petrographie, Fauna und stratigraphische Stellung einiger Aufschlüsse im Oberharzer Oberdevon, Blatt Zellerfeld und Riefensbeek. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
FUSTER, J.: Aplicacion de los metodos de P. Niggli al calcula de la composicion mineralogica de las rocas graniticas. — Bol. R. Soc. Espan. Hist. Natur. Madrid 1954.
— El concepto de facies metamorficas y su evolucion actual. — Cursillos y Conferencias del Inst. Lucas Mallada, Fasc. 1, Madrid 1954.
— y F. DE PEDRO: Estudio geologico del borde meridionale de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. — Not. y Comun. Inst. Geol. y Min. Esp. No. 35. Madrid 1954.
— y E. IBARROLA: Estudio petrografico y genetico de las andesitas cordieriticas de la zona volcanica de Mar Menor (Murcia). — Estud. geol. **16**, Madrid 1952.
— Formation par métasomatose de quelques structures zonées dans les plagioclases volcaniques. — C. R. Soc. géol. Finlande, No. 27, Helsinki 1954.
— Formacion de las plagioclases zonales en las rocas volcanicas. — Estud. geol. **22**. Madrid 1954.
— Rocas de Espana central 3. — Estud. geol. **14**, Madrid 1951.
— y E. IBARROLA: Rocas de Espana Central 2, 4. — Estud. geol. **13**, **18**, Madrid 1951—53.

GAERTNER, Hans Rudolf VON: Georg BERG †. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
— Erwägungen über präpermische Gebirgszusammenhänge in der Umgebung und im Untergrund von Norddeutschland. — Geol. Jb. **64**, Hannover 1950.
— Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb. **65**, Hannover 1950.
— Über die Tertiärvorkommen vom Kleinen Steinberg bei Hann.-Münden. — Geol. Jb. **67**. Hannover 1953.
GALLITELLI, P., S. OLIVERO & F. PENTA: IV. Congresso internazionale di sedimentologia (Göttingen, 8—15 luglio 1954). — La Ricerca sci. **24**, Rom 1954.
GEIB, Karl Wilhelm: Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens. — Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch., Flg. 6, H. 1, Wiesbaden 1950.
— Über eine Pflanzenreste-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden bei Sobernheim im Nahebergland. — Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch., 6. Flg., H. 1, Wiesbaden 1950.
GERTH, Heinrich: Die Ammonoideen des Perms von Timor und ihre Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der Permformation. — N. Jb. f. Min. **91**, Abt. B, Stuttgart 1950.
— Antillen-Molukken, zwei Inselbögen, ein Vergleich des geologischen Baues und der Schwereanomalie. — Geol. Rdsch. **39**, H. 1, Stuttgart 1951.
— Eine neue Art der Spongiengattung Mortieria des belgischen Kohlenkalkes aus dem Perm von Timor. — Verhdlg. Geol.-Mijnbouwkund. Genootschap Geol. Ser. **14**, s'Gravenhage 1945.
— Zur Geologie der neuen Erdölfelder in den Llanos von Ostvenezuela. — Erdöl u. Kohle **2**. Nr. 7, Hamburg 1949.
— Das Klima des Permzeitalters. — Geol. Rdsch. **40**, H. 1, Stuttgart 1952.
— Die von Sipunculiden bewohnten lebenden und jungtertiären Korallen und der wurmförmige Körper von Pleurodictyum. — Paläontol. Z. **25**, H. 3/4, Stuttgart 1952.
— Die geologischen Verhältnisse des vernichtenden Erdbebens in Ecuador im August dieses Jahres (1949). — Geol. Rdsch. **37**, Stuttgart 1949.
Geschäftsber. Ver. Ing.: Verein Deutscher Ingenieure. Geschäftsbericht 1952. — VDI-Nachrichten, Düsseldorf 1953.
GEUKENS, Fernand: Über eine gemeinsame Exkursion durch das Kambrosilur des Hohen Venn. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1952.
GEZE, Bernard, & André CAILLEUX: Existence probable de cratères météoriques à Cabrerolles et à Faugères (Hérault). — C. R. Acad. Sci. **230**, Paris 1950.
GIESSLER, Alf: Aufgaben und Methoden der Montanhydrologie. — Freiberger Forschungsh. C 9. Berlin 1954.
— Beiträge zur Hydromechanik von Mineralquellen und Brunnen. — Wasserwirtsch., Wassertechnik 4, H. 12. Berlin 1954.
— Brauch- und Abwasserfragen der Industrieplanung. — Wasserwirtsch., Wassertechnik 4 H. 6, Berlin 1954.
— Die Kösener Heilquellen und ihre geohydrologischen Grundlagen. — Bad Kösen. Ein Heimatbuch. Kösen 1954.
— Kritische Untersuchung der geohydrologischen Grundlagen der Kösener Sole-, Mineral- und Heilquellen. — Wiss. Z. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, Jg. 3, Math.-nat. Reihe, H. 2. Halle-Wittenberg 1953/54.

GÖLLER, August: Gletscherspuren im Talgebiet der großen Wiese. — Ber. Naturforsch. Ges. **42**, H. 1, Freiburg i. Br. 1952.
GÖRGES, Julius: Neue Invertebrata aus dem norddeutschen Oberoligozän. — Paläontol. Z. **26**, H. 1/2, Stuttgart 1952.
— Die oberoligozänen Pectiniden des Doberges bei Bünde und ihre stratigraphische Bedeutung. — Paläontol. Z. **24**, H. 1/2, Stuttgart 1951.
— & Hans PENNDORF: Das Niederhessische Tertiär und seine marinen Ablagerungen. — Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch., Flge. 6, H. 3. Wiesbaden 1952.
— Marines Unterstamp von Epterode südlich Großalmerode. — Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch. **82**, Wiesbaden 1954.
GOTHAN, Walter: Fritz FRANKE †. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1954.
— Ernst ZIMMERMANN II †. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1953.
GRABERT, Hellmut: Zur Dünenbildung im Münsterland. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Älteres Pleistozän (Diluvium) zwischen Soest und Beckum (Westfalen). — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Die mittleren und oberen Siegener Schichten im Herdorfer Faziesbereich von Herdorf-Schutzbach-Daaden (Siegerland). — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
GRAHLE, Hans-Olaf: Rezente und holozäne Mollusken aus dem Flußgebiet der Leine bei Hannover. — **102**. Ber. Naturhist. Ges. Hannover 1954.
GRAUPNER, Armin: Beispiele ingenieur-geologischer Baugrundkarten. — Geol. u. Bauwesen **20**, H. 2, Wien 1953.
— Ergebnisse aus einer modernen Bearbeitung des Baugrundes von Bremen. — Z. dt. geol. Ges. **105**, T. 1, Hannover 1954.
GREBE, Hilde: Die Mikro- und Megaflora der pliozänen Ton- und Tongyttjalinse in den Kieseloolithschichten vom Swisterberg/Weilerswist (Blatt Sechtem) und die Altersstellung der Ablagerung im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. — Geol. Jb. **70**, Hannover 1955.
GROSSOUVRE, A.: Description des Ammonitides du Crétacé Supérieur du Limbourg Belge et Hollandais et du Hainaut. — Mém. Mus. R. d'Hist. Natur. Belg. **4**, Brüssel 1908.
GUENTHER, Ekke W.: Eine Schichtlagerungskarte des südwestlichen Schwarzwaldrandes. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
GWINNER, Manfred P.: Die Anwendung der genetisch-morphologischen Bodenkunde in der Ingenieur-Geologie insbesondere zur Klassifizierung des Baugrundes auf Baugrundkarten. — Mitt. Arb. geol.-min. Inst. TH Stuttgart, N. F. Nr. 12, Stuttgart 1954.

HÄNTZSCHEL, W.: Alfred SEIFERT †. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1954.
HAGEDOORN, Johan Gregorius: A process of seismic reflection interpretation. — Utrecht, Wis- en Natuurkund. Proefschrift 1954. Leiden 1954.
HAGN, Herbert: Ein Fund der Gattung Queraltina Marie, 1950 (Foram.) im Unter-Oligozän von Reit im Winkl. Ein Beitrag zur Mikropaläontologie des inneralpinen Tertiärs. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
— & Werner ZEIL: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954
HALLIK, Rudolf: Zur Feinstratigraphie des Eem-Interglazials. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
— & E. GRUBE: Spät- und postglaziale Gyttja im Altmoränengebiet bei Elmshorn. — N. Jb. Geol., Paläont., Mh. 7, Stuttgart 1954.
— Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart **6**, Öhringen 1955.
— Die Marschen der Unterelbe im Spät- und Postglazial. — Mitt. Geol. Staatsinst., H. 23, Hamburg 1954.
— Ein „Weichsel-Frühglazial"-Profil in Lüneburg. — Eiszeitalter und Gegenwart 2, Öhringen (Württ.) 1952.
HANSELMAYER, Jos.: Verzeichnis der wissenschaftlichen Publikationen von Robert Schwinner. — Mitt. Naturw. Ver. Steiermark **84**, Graz 1954.
HARPER, George W.: Catalogue of Land and fresh water shells found in the vicinity of Cincinnati prepared for the use of beginners. — J. Cincinnati Soc. Natur. Hist. 1895.
HARTUNG, Wolfgang u. a.: Die unteren Kohlscheider Schichten (Mittleres Westfal A) im Horstgebiet von Erkelenz. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.
HECK, Herbert-Lothar: Rutengänger — Bauernfänger. — Kiel 1950.
— Wilhelm WOLFF †. Weg und Werk. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
HEIDE, S. VAN DER: Die Frage der praktischen Verwendbarkeit der Süßwasserfauna in der Karbonstratigraphie. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
HELLMERS, J. H.: Fritz BEHRENDT †. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.

HELMS, Hans VON: Anwendungsmöglichkeiten kombinierter Reflexions- und Refraktionsmessungen insbesondere zur Bestimmung von Durchschnittsgeschwindigkeiten. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1952.

HENTSCHEL, Hans, & Paul PFEFFER: Chemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten des Westerwaldes. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

HERBST, Georg: Die Ausbildung der Girondelle-Schichten im Revier von Aachen und Erkelenz. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.
— Zur Entstehung des Erkelenzer Horstes. Ergebnisse neuerer Aufschlüsse. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.
— Der erste Tonsteinfund im Oberkarbon des Horstes von Erkelenz. Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.

HERRMANN, Rudolf: Das Durchbruchstal der Weser zwischen Holzminden und Bodenwerder. — Geol. Jb. **65**, Hannover 1950.

HESEMANN, Julius, & Andreas PILGER: Das Bleizinkerzvorkommen der Zeche Auguste Victoria. — Z. Erzbergbau, Metallhüttenwesen **2**, Stuttgart 1949.
— Entstehung und Abbau-Aussichten des Strontianits im Münsterland. — Bergfreiheit **16**. Nr. 1, Essen 1951.
— Alte Erze auf jüngeren Lagerstätten in Westfalen. — Bergfreiheit **15**, Nr. 10, Essen 1950.
— & A. PILGER: Die mechanisch-tektonische Formung des Erzganges auf der Zeche Shamrock 3/4 in Herne (Westf.). — Bergfreiheit, H. 5, Essen 1952.
— Über Kupferkies und Fahlerz im Ruhrkarbon. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
— Vorratsschätzung und Forschung im deutschen Eisenerzbau. — Bergbau-Rdsch. **4**, Nr. 5. Bochum 1952.

HIESSLEITNER, G., & E. CLAR: Ein Beitrag zur Geologie und Lagerstättenkunde (Chromerz- und Nickellagerstätten) basischer Gesteinszüge in Griechenland. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **160**, H. 8, 9. Wien 1951.
— Das Enargitvorkommen Dudice in Mazedonien. — Jb. Geol. Bundesanst. **90**, H. 1, 2, 1945. Wien 1947.
— Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. — Jb. Geol. Bundesanst. **92**, H. 1, 2. 1947, Wien 1949.
— Der dinarische Ophiolithzug in den Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sonderh. C. Wien 1952.

HILTERMANN, Heinrich: Astrorhiza cretacea Franke 1928 als Scheinfossil und ähnliche Wurzelröhrchen (Rhizosolenien). — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Joseph Georg EGGER zu seinem 40. Todestag. — Geologica Bavarica **17**, München 1953.
— Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besonderer Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1952.
— Neue Funde von Azolla im Pleistozän Deutschlands. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1954.
— Schichtenfolge und Fossilien, insbesondere einige Lamellibranchiaten aus dem unteren Dogger (Sonninienschichten) von Hellern bei Osnabrück. — **25.** Jber. Nat. Ver. Osnabrück 1950.
— Anton SCHRAMMEN zum Gedenken. **102.** Ber. d. Naturhist. Ges. Hannover, 1954.
— Zur Stratigraphie und Paläontologie der Oberkreide Nordwestdeutschlands unter besonderer Berücksichtigung Westfalens. — Z. dt. geol. Ges. **104**, H. 3, Hannover 1953.

HINSCH, Winfried: Leitende Molluskengruppen im Obermiozän und Unterpliozän des östlichen Nordseebeckens. — Geol. Jb. **67**, Hannover 1952.

HOENES, D.: Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwaldes. — Ber. Naturforsch. Ges. **39**. Freiburg i. Br. 1943/49.

HOFFMANN, Adolf: Die Erzlagerstätten zwischen Wied und Agger. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1951.

HOFKER, J.: Zur Fassung der Foraminiferengattung Bolivinoides Cushman 1927. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Zur Methode der Bearbeitung fossiler und rezenter Foraminiferen. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Regeneration bei einer Neoflabellina. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.
— Taxonomische Untersuchung von Planulina osnabrugensis Roemer 1838 (For.) — Geol. Jb. **66**, Hannover 1952.

HOLMES, Arthur, & Henri BESAIRIE: Sur quelques mesures de géochronologie a Madagascar. — C. R. Acad. Sci., Paris 1954.

HOPMANN, Michael: Die wissenschaftliche Erforschung des Laacher Vulkangebietes. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.

HOWARD, Hildegarde: Pleistocene duck bones from Ohio. — The Condor **53**, 4, 1951.

HOWCHIN, Walter, & F. W. WHITEHOUSE: A new and very large crioceratid Ammonoid from the Cretaceous of Central Australia. — Rec. South Australian Mus. 3, 4, Adelaide 1928.
HUCKRIEDE, Reinhold: Zwei Bohrungen mit marinem Chatt südlich Borken (Hessen). Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch. 82, Wiesbaden 1954.
— Über umgelagerte marine Kreide in Hessen. — N. Jb. f. Geol. usw., Mh., Stuttgart 1954.
— Eine spiralförmige Lebensspur aus dem Kulmkieselschiefer von Biedenkopf an der Lahn (Spirodesmos archimedeus n. sp.). — Paläont. Z. 26, Stuttgart 1952.
HYYPPAE, Esa: Helsingfors omgivningar. Beskrivning till jordartskarta. — Helsingfors stads hist. Helsingfors 1950.
JACOBSEN, Werner: Die Erzgänge des nordwestlichen Oberharzes. Eine Erläuterung zur Gangkarte 1 : 25 000. M. Ergänzungen ... von Harras Schneider. — Geol. Jb. 65, Hannover 1950.
JAHN, Brigitte: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Foraminiferenschalen. — Z. wiss. Mikroskopie 61, 5, 1953.
IDELBERGER, Wilh.: Bildung des Steinkohlengebirges und der Sedimentgebirge überhaupt. — Gelsenkirchen in alter und neuer Zeit, 3, Gelsenkirchen 1950.
JENSEN, Karl-Detlef: Geo-electrical investigations of manganese ore bodies in India. — Geofisica pura e appl. 28, Mailand 1954.
JERSEY, N. J. DE: Results of a microscopic study of some Queensland Coals. — The Australian J. Sci. 7, 3, 1944.
JESSEN, Werner, & Gerhard KREMP: Augenschiefer und Foraminiferen über Flöz Johann 1 (mittlere Bochumer Schichten, Westfal A) als Anzeichen für einen neuen Leithorizont im Ruhrkarbon. — Glückauf, 86, H. 29/30, Essen 1950.
— „Augenschiefer"-Grabgänge, ein Merkmal für Faunenschiefer-Nähe im westfälischen Oberkarbon. — Z. dt. geol. Ges. 101, 1949, Hannover 1950.
— G. KREMP & P. MICHELAU: Gesteinsrhythmen und Faunenzyklen des Ruhrkarbons und ihre Ursachen. — 3. Congr. Strat. Géol. Carbonifère, C. R., Heerlen 1951.
— Lackprofile in der erdgeschichtlichen Heimat-Schausammlung. — Natur u. Volk 68, Frankfurt a. M. 1938.
— Über ein konglomeratisches Muschelkalkgeschiebe vom Alter des Trigonodus-Dolomites und weitere neue Triasgeschiebe aus Norddeutschland. — Z. Geschiebeforsch. 6, Leipzig 1930.
— Über rezente und fossile Organismenpflaster. — Paläontolog. Z. 14, 1/2, Berlin 1932.
— & Gerhard KREMP: Feinstratigraphisch-mikrofaunistische Profilbeschreibung mit Fundstücken von Gyrochorte carbonaria Schleicher im Oberkarbon (Westfal A) am Niederrhein. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 6, Stuttgart 1954.
— Das Ruhrkarbon (Namur C ob.-Westfal C) als Beispiel für extratellurisch verursachte Zyklizitäts-Erscheinungen. — Geol. Jb. 71, Hannover 1955.
— Schaffung von neuen Literaturkatalogen. Anregung zu einer Gemeinschaftsarbeit. — Z. dt. geol. Ges. 90, H. 10, Berlin 1938.
— Frühdiagenetische und spätere Veränderungen der Sedimente des Ruhrkarbons. (Feinstratigraphische Beobachtungen an Pyrit und Toneisenstein). — Geol. Jb. 69, Hannover 1954.
— Versteifung von Lackprofilen bei schwer ablösbaren Gesteinen. — Z. dt. geol.Ges. 90, H. 1, Berlin 1938.
ILLIES, Henning: Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes. — Geol. Jb. 66, Hannover 1952.
JÖRG, Erwin: Über einige Beobachtungen in den Öhninger Schichten am Höwenegg. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1950, Freiburg i. Br. 1951.
— Die tertiären Sedimente des Limberges bei Sasbach am Kaiserstuhl. — N. Jb. Geol., Paläontol., Mh. 10, Stuttgart 1951.
— Über die stratigraphischen Stufenbezeichnungen der Oberen Süßwassermolasse im nordwestlichen Bodenseegebiet. — Ber. Naturforsch. Ges. 42, H. 1, Freiburg i. Br. 1952.
— Die Tonmergellagen des Hauptmuschelkalkes im Breisgau und im Gebiet der Dinkelberge, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. 30, Freiburg i. Br. 1941.
JONES, O.: Problems of Queensland Mesozoic Palaeobotany. — The Australian J. Sci. 11, 6, 1949.
JUBELT, Rudolf, & Robert LAUTERBACH: Die Metabasitkörper des südwestlichen Sächsischen Granulitgebirges. Beiträge zu deren Petrographie, Geologie und Geomagnetik. — Geologie, 3, Nr. 6/7, Berlin 1954.
KAADEN, G. v. D., & G. MÜLLER: Chemische Zusammensetzung von Chromiterzen aus der Gegend von Gürleyik köy (SW-Türkei) und Vergleiche mit Chromiten der Balkanhalbinsel. — Bull. Geol. Soc. Turkey 4, 2, Ankara 1953.

KABELAC, Fritz: Über Rückzugsstadien des Würmgletschers auf Blatt Eigeltingen (Nr. 8119) im Hegau. — Ber. Naturf. Ges. **43**, Freiburg i. Br. 1953.
KAMPTNER, Erwin: Über das Auftreten der Codiaceen-Gattung Cayeuxia Frollo im Ober-Jura von Ernstbrunn (Niederösterreich). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl. Abt. I, **160**, H. 3, 4. Wien 1951.
— Fossile Coccolithineenskeletteroste aus Insulinde. Eine mikropaläontolog. Untersuchung. — Verhandl. K. Nederl. Akad. Wet., afd. Natkd. R. 2. D. 50. Amsterdam 1955.
— Zwei Corallinaceen aus dem Sarmat des Alpen-Ostrandes und der Hainburger Berge. — Annal. Naturhist. Mus. Wien. **52**. 1941. Wien 1942.
— Zur Frage des geologischen Alters der Coccolithineen und ihrer Eignung für fossile Erhaltung. — Anz. Math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., Wien 1953.
KARRENBERG, Herbert: Die Durchfahrung der Ennepe-Störung im neuen Stollen der Dolomitwerke Wülfrath in Hagen-Halden. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.
— Zur Stratigraphie und Tektonik des Velberter Sattels. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
KELLER, Gerhard: Das Fluvioglazial bei Engelbostel und Frielingen nördlich von Hannover. — Geol. Jb. **70**, Hannover 1955.
KERR, Duff: Stratigraphy of the Cincinnati Area. — Compass Sigma Gamma Epsilon, **28**, No. 2 1951.
KEY, A. J.: Preliminary note on the recent ostracoda of the Snellius Expedition. — K. Nederl. Akad. Wet. Proc. Ser. B, **56**, No. 2, Amsterdam 1953.
— Some recent ostracoda of Manila (Philippines). — Proc. K. Nederl. Akad. Wet., **57**, Amsterdam 1954.
KIESER, Helmut: Die Mindelseestörung im nordwestlichen Bodenseegebiet. — Ber. Naturforsch. Ges. **41**, Freiburg i. Br. 1951.
KIESLINGER, Alois: Das Lebenswerk Carl Dieners. — Geologe Nr. 43, Leipzig 1928.
KITTL, Erwin: Corrosion y licuacion en procesos volcanicos. — Rev. Fac. quimica indust. y agr. **19**, Santa Fé 1950.
— Estudios geologicos en la Sierra Pie de Palo, Provincia de San Juan. — Rev. Fac. Ing. quim. **20**, Santa Fe 1951.
— Estudios sobre minerales de niquel des pais. — Rev. Fac. Ing. Quim., Trabajos de Cienc. Nat. Santa Fe.
— Estudios sobre el yacimiento de barita Santa Barbara, Neuquen. — Rev. Fac. Ing. Quim., Trabajos de Cienc. Nat. Santa Fe.
— Antonio Tosi y Nestor HILLAR: Los fosfatos de la pegmatitas del Cerro Blanco, Cerca de Tanti en Cordoba, y su contenido en Uranio. — Rev. Ing. Quim. **23**, No **36**, Santa Fe 1954.
— y Antonio TOSI: Sobre Fosfatos de la Sierra de la Huerta, San Juan. — Rev. Ing. Quim. **23**, No. 36, Santa Fe 1954.
— La relacion entre la edad de rocas intrusivas y las aureolas pleocroicas en sus biotitas. — Rev. Ing. Quim. Trabajos de Cienc. Nat. Santa Fe.
KLASZ, I. DE, & H. C. G. KNIPSCHEER: Die Foraminiferenart Reussella szajnochae (Grzabowski): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
KLINGLER, Wolfgang: Mikrofaunistische und stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Kimmeridge und Portland des Weser-Aller-Gebietes. Geol. Jb. **70**, Hannover 1955.
KNETSCH, Georg: Untersuchungen über die Tektonik im Grubenfeld von „Sophia Jacoba" (Hückelhoven Kr. Erkelenz) und ihre Beziehungen zur weiteren Umgebung. — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
KNIPSCHEER, H. C. G., & G. P. R. MARTIN: Eine neue Art der Gattung Bolivinoides, Bolivinoides concinna n. sp., aus d. Helvet der süddeutschen Molasse. — Geol. Jb. **70**, Hannover 1955.
KOCH, Edwin: Die strukturelle Entwicklung der Nordwest- und Nordflanke des Salzstockes von Wathlingen (Ölfeld Nienhagen). — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
KOCH, Emil: Brunnen und Quellen in der Nordmark. (Hamburg und Schleswig-Holstein.) — Bohrtechnik-Brunnenbau, H. 8, Berlin 1953.
— Der Brunnenbauer als Förderer der Kultur. — Bohrtechnik-Brunnenbau, H. 10, Berlin 1953.
— Erdfall bei Hamburg über einem lange vergessenen Bohrloch. — Bohrtechnik-Brunnenbau, H. 11, Berlin 1952.
— Hamburg. — Hydrogeol. Übersichtskarte 1:500000, Erl. zu Bl. Hamburg. Remagen 1955.
— Muldenbildung an den Flanken der Struktur von Langenfelde vom Miozän bis in die Jetztzeit. — Geol. Jb. **68**, Hannover 1953.
— Vom Untergrund des Bezirks Eimsbüttel. (Gipsberge und Salzlager unter uns.) — Festschr. Eimsbütteler Woche, Hamburg 1952.

— Vom Untergrund Hamburgs. — Mitt. Geol. Staatsinst., H. 23, Hamburg 1954.
— Vergleich der geologischen Ergebnisse einer Spülbohrung mit denen einer engbenachbarten Trockenbohrung. — Bohrtechnik-Brunnenbau, H. 1, Berlin 1953.
— Der Wert guter Bohrproben für den Brunnenbauer. — Bohrtechnik-Brunnenbau, H. 11, Berlin 1953.
— Hamburgs Untergrund. — Hamburg, Großstadt und Welthafen. Festschr. z. 30. Dt. Geographentag 1955 in Hamburg. 1955.
KOCKEL, Carl Walter: Die Larsenn-Scholle bei Imst (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. Stuttgart 1953.
— Wie beschreibt man Isanomalenkarten, insbesondere Karten der Schwerestörungen? — Notizbl. d. hess. L.-A. f. Bodenf., Ser. **6**, H. 3, Wiesbaden 1952.
KOENIGSWALD, G. H. R. VON: The Australopithecinae and Pithecanthropus. 1. — Proceedings, K. Nederl. Akad. Wet., Ser. B, **56**, Amsterdam 1953.
— Fossil sirenians from Java. — K. Nederl. Akad. Wet., Proceedings, Ser. B, **55**, No. 5, Amsterdam 1952.
KRANZ, Walter: Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — N. Jb. f. Mineral., Mh., 1945/48, 1949. N. Jb. f. Geol. u. Paläontol., Mh. Stuttgart 1952.
— Die Braunkohlen im Nördlinger Riesbecken. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1951.
— Geologisch-hydrologische und praktische Ergebnisse von Tiefbohrungen und Schachtung auf Wasser westlich bis nordwestlich vom Stuttgart-Bad Cannstatter Mineralquellengebiet. — N. Jb. f. Mineral., Mh., Abt. B, H. 11/12, Stuttgart 1949.
— Zur Geophysik und Geologie des Riesgebietes nach H. Reich., A. Roll und L. Wegele. — N. Jb. f. Mineral., Mh., Abt. B, H. 10, Stuttgart 1949.
— Überblick über Ergebnisse einer mißglückten Wünschelruten-Tiefbohrung auf Wasser in der Schwäbischen Hochalb. — GWF **90**, H. 6, München 1949.
— Vorkommen, Lagerung, Herkunft und Alter der Vorries-Braunkohlen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — N. Jb. f. Geol. u. Paläontol., Mh., H. 9, Stuttgart 1950.
KREMP, Gerhard, & Hilde GREBE: Beschreibung und stratigraphischer Wert einiger Ostracodenformen aus dem Ruhrkarbon. — Geol. Jb. **71**, Hannover 1955.
— & Walter JOHST: Einige Mikrofossilien des Oberkarbons und Verfahren zur Gewinnung von Schliffen solcher oft sehr harten Objekte. — Geol. Jb. **66**, Hannover 1951.
KÜHN, Othmar: Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. — Mitt. Alpenländ. geol. Ver. **33**, 1940, Wien 1942.
— Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten. — N. Jb. Mineral., Abh. **89**, Abt. B, Stuttgart 1945.
— Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **156**, H. 3, 4, Wien 1947.
KÜHN, Robert: Zur Kenntnis des Koenenits. — N. Jb. Mineral., Mh., 1, Stuttgart 1951.
KÜMEL, Friedr.: Das Faltenland von Mosul. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **162**, H. 5, Wien 1953.
KUKUK, Paul, & Dora WOLANSKY: Gliederung und Ausbildung der oberen Kreide im mittleren Ruhrgebiet, unter Berücksichtigung der wichtigsten Leitversteinerungen. — Glückauf, H. 14, Essen 1941.
— & Dora WOLANSKY: Geologisches Schrifttum und Kartenwerke über den niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk und benachbarte Gebiete von 1938 ab mit Ergänzungen aus dem Jahre 1937. — Bergbau-Archiv **10**, Essen 1949.
KUTSCHER, Fritz: Der geologische Aufbau Hessens. — Das Deutsche Haupthöhennetz, T. **6**, Reutlingen 1952.
— Bemerkungen zum Einsatz erdmagnetischer Messungen in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenf. **81**, Wiesbaden 1953.
— Brunnenbohrungen im Unterdevon des östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. **69**, Hannover 1954.
— Zur Devongeologie auf Blatt Kestert im östlichen Hunsrück. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **81**, Wiesbaden 1953.
— Das erdmagnetische Feld in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf., Flge. 6, 3, Wiesbaden 1952.
— Geophysikalische Forschungen zur Klärung von Lagerstättenproblemen in verschiedenen Eisenerzgebieten Hessens. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **82**, Wiesbaden 1954.
— Fossilfunde im Taunusquarzit des westlichen Soonwaldes (Hunsrück). — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf., Flg. 6, 3. Wiesbaden 1952.
— Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **81**, Wiesbaden 1953.
— 100 Jahre Notizblatt. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **82**, Wiesbaden 1954.

— Unfallhäufigkeit beim km 512 der Autobahnstrecke Frankfurt/M.—Mannheim — \
schelrute — erdmagnetische Variometeraufnahmen. — Notizbl. hess. L.-A. Bo
Flge. 6, 3. Wiesbaden 1952.
— Unterdevonstratigraphie und Tektonik der Umgebung von Kisselbach (Hunsrück). —
Jb. **66**, Hannover 1951.
— Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerung
östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. hess. L.-A. Boden
Wiesbaden 1954.
— Vom „Heft" zum „Band" des Notizblattes. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **81,** Wiesb
1953.

LA CAMARA, Maximino San Miguel DE: Bibliografia vulcanologica espanola. — Bull. volc
Ser. 2, **12**, Neapel 1952.
— Las erupciones de Cofrentes (Valencia) y el Volcan „Cerro Negro" o Cerro de Agra
Bol. Soc. Esp. Hist. Natur. **36**, Madrid 1936.
— J. M. Fuster CASAS y M. MARTEL: Las erupciones y materiales arrojados pro ellas
Isla de La Palma — Junio-Julio de 1949. — Bull. volcanol. Ser. 2, **12**, Neapel 195
— Alfredo LACROIX (1863—1948). — Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natur. **46**, Madrid 194
— y J. M. Fuster CASAS: Una roca interesante de facies basaltica de la Columbrete gr
— Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natur. **49**, Madrid 1951.
— A. ALMELA & J. M. FUSTER: Sobre un volcan de Verita recientemente descubierto
Mioceno de Barqueros (Murcia). — Estud. geol. **14**, Madrid 1951.
— Antonio ALMELA & J. M. FUSTER CASAS: Sobre un volcan de Verita recientemente
cubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia). — Bull. volcanol. Ser. 2, T. **12**.
pel 1952.
— Volcanes y erupciones volcanicas de Espana estudiados y descritos en estos ult
anos. — Bull. Volcan. Ser. 2, T. **10**. Neapel 1950.

LAIS, Robert: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. — Be
Naturf. Ges. **41**, 2. Freiburg i. Br. 1951.
— Über den Löß von Unterwisternitz (Mähren). — Palaeohist. **2**. Groningen 1954.

LAITAKARI, Aarne: Ancient rocks in Finland and deposits of ores and other useful minerals
industries based on them. — Suomi, a general handbook on the geography of Finl

LANDEWYK, J. E. M. VAN: Construction of geological sections by graphic integration. — Geol
Mijnbouw. N. S. **16.** s'Gravenhage 1954.

LANG, Hans-Dietrich: Ein Alleröd-Profil mit eingelagertem Laacher See-Tuff bei Marb
Lahn. — N. Jb. Geol., Pal., Mh. Stuttgart 1954.

LAPPARENT, Albert F. de, & Eliane BASSE: Precisions stratigraphiques sur le Crétacé d
Hamada de Tinrhert (Sahara). — Bull. Soc. d'Hist. Nat. de l'Afrique du Nord.
Algier 1948.

LAUTERBACH, Robert: Die Metabasitkörper des südwestlichen Sächsischen Granulitgebirges
Geologie, **3**, Nr. 6/7. Berlin 1954.

LEINZ, Victor: A silicificacao nos sedimentos Gondwanicos no sul do Brasil e sua origem
Annales Acad. Brasil. Sci., **10**, No 3. Rio de Janeiro 1938.

LINSSER, Helmut: Geometrische Probleme bei der Auswertung von Untertage-Seismogramm
— Geol. Jb. **67**. Hannover 1952.

LIPPERT, Hansjoachim: Die Bohrung Driedorf II bei Driedorf auf dem Westerwald, Rhe
sches Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf., Folge 6, H. 3, Wiesbaden 195
— Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in Roteisenstein-Gruben des östlichen Dill-Ge
tes. — Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., **485**. Frankfurt a. M. 1951.

LUCIUS, Michel: L'évolution des conceptions sur la genèse et le mécanisme des plissem
de l'écorce terrestre. — Bull. Soc. Natur. Luxembourgeois. N. S. **46**, Luxemburg 195
— Le facies littoral du Trias dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. — Rev.
Sci. **60**. No. 11. 12. Paris 1953.
— La notion de Pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne Luxembourgoise (O
ling). — Bull. Soc. Natur. Luxembourgeois. N. S. **44**. Luxemburg 1950.

LÜTTIG, Gerd: Hat sich der Nordwestharz im Postglazial gehoben? — Geol. Jb. **70**. Hann
1955.
— & Ulrich REIN: Das Cromer- (Günz/Mindel-) Interglazial von Bilshausen (Unter-Ei
feld). — Geol. Jb. **70**, Hannover 1954.
— Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. — Geol. Jb. **70**, H
nover 1954.
— Ein Fall von Pseudo-Querplattung. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 9, Stuttgart 1954.
— Klima und Tektonik des Pleistozäns von Northeim. — Eiszeitalter u. Gegenwart. 4
Öhringen/Württ. 1954.

— Die Mollusken des Interglazials von Elze. — Paläont. Z., 27. Stuttgart 1953.
— Pleistozän-Tektonik nördlich Northeim. — Geol. Jb. 68. Hannover 1954.
LUNDGREN, Bernhard: Undersökningar öfver Brachiopoderna i Sverges Kritsystem. — Lunds Univ. Arsskrift 20. Lund 1885.
LUPINO, Roberto: Sulla Bentonite dell'isola di Ponza. — Ricerca sci., 24. Rom 1954.

MAACK, Reinhard, & Alexander MARCHANT: German, english, french, italian and portuguese literature on german immigration and colonization in Southern Brazil. — Handbook of Latin American Studies. Cambridge, Mass. 1939.
MAAS, H., & Ernst-Heinz MÜLLER: Bodenkundliche und geologische Hinweise zur Elster-Eiszeit bei Haltern (Westf.). — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.
MÄDLER, Karl: Azolla aus dem Quartär und Tertiär sowie ihre Bedeutung für die Taxionomie älterer Sporen. — Geol. Jb. 70. Hannover 1954.
— Charophyten aus dem Nordwestdeutschen Kimmeridge. — Geol. Jb. 67. Hannover 1952.
— Die Erhaltungszustände der tertiären Laubblätter und die Möglichkeiten ihrer Auswertung. — Ein Beitr. z. allg. Paläobotanik. — Geol. Jb. 66. Hannover 1952.
— Ein neues System der fossilen Charophyten. — Flora allg. botan. Ztg. 140. Jena 1953.
— Zur Taxionomie der tertiären Charophyten. — Geol. Jb. 70. Hannover 1955.
MAIER, Wilh.: Experimenteller Asterismus. — N. Jb. Mineral., Abh. Abt. A, 78. Stuttgart 1943.
— Gedrillte Asteriten im Rosenquarz und Granat. — Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petrogr. 2. Berlin, Göttingen, Heidelberg 1951.
— Beitrag zur Morphologie des Ätna. II, III. — Z. dt. geol. Ges. 83, 88. Berlin 1931. 1936.
— Brillanz geschliffener Edelsteine. — N. Jb. Min. Beil.-Bd. 71. Abt. A. Stuttgart 1936.
— Instrument zur Untersuchung gefaßter Edelsteine. — Z. Instrumentenkd. 58. H. 11. Berlin 1938.
— Kristallhalo. — Z. Meteorol. 4. H. 4/5, Potsdam 1950.
— Mikroskopische Messung der Lichtbrechung geschliffener Edelsteine. — Dtsch. Goldschmiede-Ztg. Nr. 19. Leipzig 1938.
— Das Phänomen der Sonnendoppelschatten. — Z. Meteorolog. 4, H. 1/2. Potsdam 1950.
— Über ein Polarisationsreflektometer und über den Brewsterschen Winkel bei optisch einachsigen Kristallen. — Z. Instrumentenkd. 55. H. 2. Berlin 1936.
— Asteritische Reflexkurven. Asteritiken. — N. Jb. Mineral. 80. Abt. A. Stuttgart 1949.
— Reflexkurven von Röntgenstrahlen an Kristallen. — Ann. Physik, Folge 5, 40. H. 2. Leipzig 1941.
— Sonnenkraftmaschinen. — Tropen- u. Kolonialtechnik. Berlin 1942.
— Vergleichende Untersuchungen über die Thermalsinter von Böttingen und Steinheim auf der Schwäbischen Alb, Karlsbad und Vichy. — Mitt. d. Ver. f. Naturw. u. Math. 20. Ulm a. D. 1929/31.
— Vollreflexbrillanten. — Zentralbl. Mineral. Abt. A. Nr. 8. Stuttgart 1938.
— Zerreißungsspalten in Gosaukonglomeraten bei Reichenhall. — Z. dt. geol. Ges. 84. H. 2. Berlin 1932.
MALZAHN, Erich: Geologie und Erdölführung der russischen Tafel und des Embagebietes. — Erdöl u. Kohle, 5. Hamburg 1952.
MANFREDINI, Manfredo: Materiali naturali litoidi la costruzione della provincia di Rieti. — L'Industr. mineraria. Faenza 1954.
MAURIN, Viktor: Das Paläozoikum im Raum zwischen Deutschfeistritz und Semriach. — Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 84. Graz 1954.
MAUZ, Joseph: Die Mammut-Jagdstelle bei Polch, Kreis Mayen (Eifel). Einige Beweisstücke für die Deutung des Polcher Mammut-Fundes als Jagdbeute. Von C. MORDZIOL. Zu MAUZ' Deutung der ersten Grabung am Polcher Mammut. Von G. MÜLLER-DEILE. — Senckenbergiana 21. Frankfurt a. M. 1939.
MEMPEL, Gerhard: Stratigraphie und Tektonik des flözführenden Unterkarbons von Dobrilugh-Kirchhain (Niederlausitz). — Geol. Jb. 66. Hannover 1952.
MESTWERDT, Adolf: Wilhelm Erich SCHMIDT †. — Geol. Jb. 66. Hannover 1952.
METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. 44. 1951. Wien 1953.
MICHELAU, Paul: Überkippte Aufschuppungen im Ruhrkarbon. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.
— Belorhaphe kochi (LUDWIG 1869), eine Wurmspur im europäischen Karbon. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.
— & Andreas PILGER: Kleintektonische Fragen im Ruhr-Karbon. — Z. dt. geol. Ges. 100. 1948. Hannover 1950.
— & Andreas PILGER: Klüfte und Schlechten im Ruhr-Karbon. — Bergbau-Rdsch., H. 1. Bochum 1951.

MICHELS, Franz, & F. NÖRING: Die geologischen Grundlagen der Trinkwasserversorgung der Stadt Frankfurt am Main. — Gas-, Wasserf. **90**. H. 9. München 1949.

MITZOPOULOS, Max, & J. K. TRIKKALINOS: Geologische Voruntersuchungen in Westthrazien — Praktika L'Acad. d'Athènes **12**. Athen 1937.

MÖLDER, Karl: Die Entwicklungsgeschichte des Sees Siikajärvi im mittleren Uusimaa. — Acta geogr. **14**. Helsinki 1955.

MORDZIOL, C.: Beiträge zur „Fluvial-Stratigraphie", Nr. 1—3. — Senckenbergiana **18**, **19**. **21**. Frankfurt a. M. 1936, 1937, 1939.

1. Die Vallendar-Schotter als Typus eines „Primordial-Fluvials" nebst einem Ausblick auf die tertiäre Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges. 1936.
2. Das Früh-Aquitan-Fluvial im Mainz-Frankfurter Tertiär. 1937.
3. Hochterrasse und Talweg-Terrasse im Rahmen des Diluvial-Phänomens. 1939.

— „Differentiations-Isostasie". — Geol. Rdsch. **28**. H. 5. Stuttgart 1937.

— Vulkanische Gasausbrüche am Rande des Neuwieder Beckens vor etwa zehntausend Jahren. — Heimatkalender Krs. Koblenz-Land. Koblenz 1930.

— Zur Geologie der Tonlager im westlichen Westerwald und im Neuwieder Becken. (Mit einem Idealprofil der Schichtenfolge.) — Tonindustrie-Ztg. **74**. H. 17/18. Goslar 1950.

— Die Mammutjagdstelle bei Polch. — Naturschutz **17**. Nr. 11. Berlin 1936.

— Das Rheintalproblem und seine Erforschung. — Geograph. Anz., H. 1. 1914.

— Das Tertiär- und Diluvialprofil von Kärlich. — Z. dt. geol. Ges. **82**. H. 9. Berlin 1930.

MÜCKENHAUSEN, Eduard: Über die Geschichte der Böden. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

— & Ernst Heinz MÜLLER: Geologisch-bodenkundliche Kartierung des Stadtkreises Bottrop i. W. für Zwecke der Stadtplanung. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1951.

MÜHLEN, Walter von zur: Über die seismische Wirkung tief verdämmter Sprengladungen. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

MÜLLER, Adelheid, & W. SCHWARTZ: Geomikrobiologische Untersuchungen I. Die mikrobiol. Verhältnisse in der spät- und postglazialen Sedimentfolge von Wallensen. — Geol. Jb. **67**. Hannover 1952.

MÜLLER, Erich: Experimente über Wellenausbreitung in Gesteinsproben. — Geol. Jb. **70**. Hannover 1954.

MÜLLER, Ernst-Heinz: Über die Herkunft des Lößes im Rheinland und im südlichen Westfalen. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

MÜLLER, German: Kurzer Bericht über das nordwestanatolische Erdbeben vom 18. März 1953 (Unt. Mitarb. v. Ihsan Ketin). N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 7. Stuttgart 1953.

— Petrographische Klassifizierung der „Kohleneisensteine", „Toneisensteine" und ähnlicher Gesteine mit den Hauptkomponenten Eisenspat-Kohle-tonige Substanz. — Bergbau-Rdsch. Bochum 1953.

— Chemische Zusammensetzung und Mineralbestand karbonatischer Schlechtenausfüllungen aus Steinkohlenflözen des Ruhrbezirks. — Bergbau-Rdsch. Bochum 1953.

MURAWSKI, Hans: Die Entwicklungsgeschichte des Jüngeren Tertiärs westlich des Leinetalgrabens. — Geol. Jb. **67**. Hannover 1953.

NIEUWENKAMP, W.: Nouvelle methode de détermination de la direction de l'axe optique des cristaux uniaxes. — Bull. Soc. franç. min. cristall. **76**. Paris 1953.

NÖRING, Friedr.: Der paläozoische Aufbruch der Naumburg bei Erbstadt. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **6**. H. 2. Wiesbaden 1951.

— Aufgaben eines Geologen in der Ziegelindustrie. — Ziegelindustrie **2**, H. 5. Wiesbaden 1949.

— Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **6**. H. 2. Wiesbaden 1951.

— Diskussionsbemerkungen zum Vortrage von Herrn Dr. Hans Schneider „Die Grundlagen der modernen Grundwasserwirtschaft und Grundwasserbewirtschaftung" vom 12. 5. 1950 in Hannover. — Bohrtechn.-Brunnenbau, Nr. 8. Berlin 1950.

— Einflüsse der Kunstdüngung auf den Chemismus des Grundwassers. — Gesundheits-Ing. **72**. H. 11/12. München 1951.

— Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **6**. H. 2. Wiesbaden 1951.

— Die Geologie als Grundlage der Grundwasserkunde. — Hannover 1952.

— Zur Geschichte des staatlichen Geologischen Dienstes in Hessen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. **81**. Wiesbaden 1953.

— Die hydrogeologischen Grundlagen der Erfahrungssätze Paramell's. — Gas-Wasserf. **92**. H. 8. München 1951.

— Die geoelektrischen Messungen im Schwanheimer Wald bei Frankfurt a. M. — Bohrtechnik-Brunnenbau, Nr. 10. Berlin 1950.

— Neue Nachweise des Untermain-Trapps. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. 6. H. 2. Wiesbaden 1951.
— Die gesetzliche Pflicht der Anzeige und Mitteilung der Ergebnisse von Bohrungen. — Bohrtechnik-Brunnenbau, Nr. 8. Berlin 1950.
— Schriften von Otto Diehl. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. zu Wiesbaden, 6, H. 3. Wiesbaden 1952.
— Hessisches Geologisches Schrifttum. — Notizbl. d. hess. L.-A. f. Bodenf., Folge 6, H. 1, 2, 3, 81. Wiesbaden 1951—1953.
— Die Solquellen in Gelnhausen. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. 6. H. 3. Wiesbaden 1952.
— Kleintektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge südlich Wunsiedel. — Geol. Rdsch. 37. Stuttgart 1949.
— Geologische und hydrologische Voraussetzungen für Horizontalfilterbrunnen. — Gas-Wasserf. 94. H. 20 München 1953.
— Das angebliche fragliche Vorkommen von Spessartkristallin bei Oberrodenbach. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. 6. H. 2. Wiesbaden 1951.
— Das Wärmeleitvermögen des Bodens — ein wichtiger Faktor für die Höhe der Rohrüberdeckung. — DVGW, Rdschr. Nr. 42. Hannover 1950.
— Wünschelrutengänger-Geologen. — Gas-Wasserf. 93, H. 8. München 1952.
— Jakob ZINNDORF †. — Notizbl. hess. L.-A. Bodenf. 6. H. 3. Wiesbaden 1952.

ERSTE-BRINK, K.: Zur Epirogenese des Ruhrkohlengebietes. — 3. Congrès de Strat. et de Géol. du Carbonifère. C. R. Heerlen 1951.
— Der heutige Stand der geologischen Erforschung des Ruhrkohlenbezirks. — Die Naturwiss. 40. H. 4. Berlin, Gött., Heidelberg 1953.
— Zusammenhänge zwischen Epirogenese, Orogenese und der späteren Tektonik im Ruhrbezirk. — Bergbau-Arch. 10. Essen 1949.

IVEIRA, Avelino Ignacio de: Geologia de Sergipe. — Mineracao e metalurgia. Rio de Janeiro 1943.

IVERO, Sergio: Contributo allo studio delle pozzolane del Lazio. — La Ricerca scientifica 24. Rom 1954.
— Problemi di giacimenti minerari e geologia applicata al convegno mineralogico di Leoben. — L'indust. min. 1953.

NNEKOEK, A.: Outline of the geologic history of the Netherlands. — Geol. en Mijnbouw No 6. s'Gravenhage 1951.

PROTH, Eva: Über die stratigraphische Verbreitung der nichtmarinen Muscheln im Ruhr-Karbon. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.

LTZ, Walter, & Hans Wilhelm QUITZOW: Die Bruchtektonik des Braunkohlengebietes der Ville nach neueren Bohrergebnissen. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.

NTA, Francesco: Sulle Argille scagliose. — La Ricerca Scient. 19, No 11. 12. Rom 1949.
— Der Entwicklungszustand des Aufsuchens heißer Grundwasser und natürlichen Dampfes in Italien. Vortrag. Hannover 1954.
— Alcune caratteristiche tecnico-petrografiche della leucitite laziale („selce romano"). — La Ricerca scientifica. 22. Rom 1952.
— Il 19 congresso geologico internazionale. — L'Industria Mineraria. Faenza 1952.
— e Franco ESU: III. Congresso internazionale di meccanica dei terreni e dei lavori di fondazione (Zurigo-Losanna, 16—27 agosto 1953). — La Ricerca scient. 23, No 12. Rom 1953.
— Contributo agli studi sulle pozzolane con speciale riguardo alle pozzolane romane. — L'Industria mineraria 4. Faenza 1953.
— Istituto di geologia applicata e di giacimenti Minerari dell'Universita di Roma. Attivita svolta nel triennio ... — La Ricerca scientifica. 20. Rom 1950.
— Lave del Lazio adoperata nelle costruzioni stradali. Studio preliminare della leucitite („selce") di Valleranello (Roma). — L'Industria mineraria. Rom 1952.
— Pesquisas y estudios sobre los fenomenos exhalativos hidrotermales, y problema de las fuersas endogenas. Zusammenfassung eines Vortrages vom 28. 5. 1954.
— Sulle possibilita offerte dal territorio della Republica di El Salvador nell'America Centrale nel campo delle „force endogene". — Annali di Geofisica. 6. Rom 1953.
— Latium's Puzzolana Earths and Puzzolana in general. Summary. — Rom 1953.
— Le questioni di geologia applicata discusse al Congresso Geologico Internazionale di Algeri. — L'Industria Mineraria. Faenza 1952.
— Sulle Ricerche per „Forze endogene" nel Napoletano. — Boll. della Soc. Geol. Ital. 69. Rom 1950.
— u. a.: Effetti alluvione del 26 Ottobre 1954 nel Salernitano. — Geotecnica. Mailand 1954.
— Symposium sul Ferro. — 19. Congr. Geol. Internat. Algier 1952.

— Ricerche e studi sui fenomeni esalativo-idrotermali ed il probleme delle „forze endogene". — Ann. Geofisica 8. Rom 1954.

PEROZZI, Adolfo: Su alcune Manifestazioni fumaroliche e solfatariche nel El Salvador (Centro America). — Ann. geofisica. 6. Rom 1953.

PFAFFENBERG, Kurt: Das Wurzacher Ried. Eine stratigraphische und paläobotanische Untersuchung. — Geol. Jb. 68. Hannover 1954.

PFANNENSTIEL, Max: Der Ausbruch des Paricutin-Vulkans in Mexiko im Jahre 1943. — Naturwiss. Rdsch. Stuttgart 1955.

— Die paläontologischen Ausgrabungen der Universität Freiburg i. Br. am Schienerberg 1947—1950. — Badische Heimat 30. H. 1/2. Karlsruhe 1950.

— Philipp Heinrich BACH, ein Geologe aus der Familie Bonaparte. Hist. Skizze. — Ber. Naturf. Ges. 40. Freiburg i. Br. 1950.

— Die Entdeckung des menschlichen Zwischenkiefers durch Goethe und Oken. Auf Grund neuer Dokumente dargest. — Naturwiss. H. 7. Berlin, Gött., Heidelberg 1949.

— Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus. — Geol. Rdsch. 34. H. 7/8. Stuttgart 1944.

— Die Entwicklungsstadien der Gryphaea arcuata LMK. — Aus der Heimat 58. H. 8-9. Öhringen 1950.

— Marine Geology. By Ph. H. KUENEN (Referat). — Experientia 10. Basel 1954.

— Lorenz Oken, sein Leben und Wirken. — Universitätsreden, 14. Freiburg i. Br. 1953.

— Eduard Peters (1869—1948). — Bad. Fundber. 18. 1948/50.

— Zur Quartärgeschichte des Nildeltas. — Geol. Rdsch. 40. H. 1. Stuttgart 1952.

— Klimatisch bedingte Spiegelschwankungen des Mittelmeeres im Quartär und die paläolithischen Kulturen. — Mitt. Geol. Ges. 36/38. 1943/45. Wien 1949.

— Quartäre Spiegelschwankungen des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres. — Viertelj. Schr. Naturf. Ges. 96. Zürich 1951.

— Der rißeiszeitliche Stausee von Sachsen-Tiefenstein. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 1950. Freiburg i. Br. 1951.

PFANNENSTIEL, Max, & Otto ZEDLITZ: Zusammenstellung des wichtigsten geologisch-mineralogischen Schrifttums über den Kaiserstuhl. — Ber. d. Naturf. Ges. 38. Freiburg i. Br. 1942.

PHILIPP, Wilfried: Die Juratröge im nordwestdeutschen Tiefland. — N. Jb. Geol., usw., Mh. 10. Stuttgart 1954.

PICARD, Karl: Beiträge zur Erforschung der Bleierzlagerstätte bei Mechernich (Eifel). — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.

— Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes Essen. — Geol. Jb. 65. Hannover 1950.

PIEPER, Walter: Naturhist. Ges. Hannover. Verzeichnis der Zeitschriften, die im Austausch oder durch Kauf erworben wurden. Bearb. von Walter PIEPER. — Hannover 1953.

PILGER, Andreas: Chromerze auf dem Balkan. — Bergbau-Rdsch. 5. Nr. 3. Bochum 1953.

— Zur Entstehung der jugoslawischen Decken. — Abhdl. Preuß. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. Nr. 3. Berlin 1941.

— Das Erzvorkommen der Zeche Auguste Victoria und seine Bedeutung für das Aufsuchen weiterer Blei-Zinkerzgänge im Ruhrkarbon. — Bergfreiheit 14. Nr. 11. Herne 1949.

— Flözauswaschungen und verwandte Erscheinungen im nordwestlichen Ruhr-Lippe-Gebiet. — Bergbau-Archiv 13. Essen 1950.

— Flözauswaschungen, -vertaubungen und -verdrängungen im Ruhrkarbon. — Glückauf 86. H. 3/4. Essen 1950.

— Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. — Geol. Jb. 66. Hannover 1951.

— Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. — Ber. Reichsamtes Bodenf. Wien 1942.

— Klüfte und Schlechten im Ruhrkarbon und ihre Darstellung im Kleinriß. — Geol. Rdsch. 39. H. 1. Stuttgart 1951.

— Über die Lage von Schichtflächen und Achsen innerhalb der Querstörungen des Ruhrgebietes. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.

— Lineamente im Ruhrkarbon. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.

— Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. — Geol. Jb. 65. Hannover 1950.

— Die Sandschüttungen im rheinisch-westfälischen Oberkarbon und das nördliche Festland. — Geol. Jb. 64. Hannover 1950.

— Eine Spezialaufnahme von Klüften in einem Flöz des Ruhrgebietes. — Geol. Jb. 66. Hannover 1951.

— Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.

- Die Stellung des innerdinarischen Troges im alpinen Orogen. — N. Jb. Mineral., Beil. **86.** Abt. B. Stuttgart 1942.
- Stratigraphie, Tektonik und Paläogeographie der Erzlagerstätten von Meggen und seiner Umgebung. — Z. dt. geol. Ges. **104.** 1. Hannover 1952.
- Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. dt. geol. Ges. **104.** 1. Hannover 1952.
- Überblick über Vererzung, Tektonik und Magmatismus im ostrheinischen Schiefergebirge und Ruhrgebiet. — Bergbau-Rdsch.. **5.** Nr. 2. Bochum 1953.
- Zusammenhänge von Flözauswaschungen und -vertaubungen mit Flözaufspaltungen nach Untersuchungen von P. STASSEN. — Glückauf **86.** H. 17/18. Essen 1950.

CHINGER, Benno: Fossile Bakterien in den Tennengebirgs-Mangan-Schiefern? — Mikroskopie 7. H. 5/6. Wien 1952.

ONIÉ, Robert, & Gerhard KREMP: Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. — Geol. Jb. **69.** Hannover 1954.
- Petrographische Klassifikation der Bitumina. — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.
- Paul W. THOMSON & Friedrich THIERGART: Zur Nomenklatur und Klassifikation der neogenen Sporomorphae (Pollen und Sporen). — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.
- & Wilhelm KLAUS: Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges. — Geol. Jb. **68.** Hannover 1954.

LL, Ricarda: Über das Pleistozän bei Heidelberg. — Geol. Jb. **67.** Hannover 1953.

UL, Friedrich: Die geologische Bearbeitung des paläolithischen Fundplatzes bei Salzgitter-Lebenstedt. — Eiszeitalter u. Gegenwart **3.** Öhringen 1953.

RING, Heinrich: Ejektion und 3. Keplersches Gesetz. Kinematik und Energetik der Mondausschleuderung. — Gerlands Beitr. zur Geophysik, **62.** H. 2. Leipzig 1952.

TZOW, Hans Wilhelm: Altersbeziehungen und Flözzusammenhänge in der jüngeren Braunkohlenformation nördlich der Mittelgebirge. — Geol. Jb. **68.** Hannover 1953.
- Tektonik und Grundwasserstockwerke im Erftbecken. — Geol. Jb. **69.** Hannover 1954.

IDOHR, Paul: Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. — Geol. Jb. **67.** Hannover 1953.

IIREZ, Jesus Emilio: Informe Nacional sobre la actividad de la sismologia en la Republica de Colombia para el periodo 1951—1953 presentado en Roma en septiembre de 1954. — Bogota 1954.

IGE, Paul: Dünen in Deutschland. — Geogr. Rdsch. **1.** Nr. 12. Braunschweig 1949.
- Konrad Keilhack †. — Naturwiss. Rdsch. H. 2. Stuttgart 1949.

CH, Hermann: Über seismische Beobachtungen der Prakla von Reflexionen aus großen Tiefen bei den großen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952. — Geol. Jb. **68.** Hannover 1953.
- Über reflektierte Refraktionsimpulse. — Geol. Jb. **67.** Hannover 1952.

N, Ulrich: Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän-Pleistozängrenze am linken Niederrhein. — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.
- Die Anwendung der Pollenfeinstratigraphie in der Praxis des rheinischen Braunkohlenbergbaues. — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.

T, Hans: Über die Verwerfung Lahr-Diersburg. — Mitt. Bl. Bad. Geol. L.-A. 1950. Freiburg 1951.

H, John Lyon: Angular coal fragments as evidence of a long time break in Pennsylvanien sedimentation in Eastern Kansas. — Bull. Geol. Soc. America **44.** New York 1953.
- Application of principle of differential settling to tracing of lenticular sand bodies. — Bull. AAPG, **22.** No 7. Tulsa, Okl. 1938.
- Geological Applications of oblique photography. — Photogramm. Engin. Washington 1947.
- Bird's-Eye geographical Cross-Section of southern Brazil and Paraguay. — Proc., 8th. Am. Scient. Congr.
- Circular structural depressions in Central Kansas. — Bull. Geol. Soc. America, **41.** New York 1930.
- Submarine sedimentary features on Bahama Banks and their bearing on distribution patterns of lenticular oil sands. — Bull. AAPG. **32.** No 5. Tulsa, Okl. 1948.
- Flow markings, groovings and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from silurian rocks of Wales. — Bull. AAPG. **34.** No 4. Tulsa, Okl. 1950.
- Local glaciation in the Catskill Mountains. — J. Geology **14.** No 2. Chicago 1906.
- Goals and trends of research in geology and geography. — Sci. **107.** New York 1948.
- Buried stagnant ice as a normal product of a progressively retreating glacier in a Hilly Region. — Am. J. Sci. **241.** New Haven 1943.

— A method of preparing stereoscopic aerial photographs for reproduction in quantity. — Photogramm. Engin. Washington 1947.
— Mining for Oil. — Mines Mag. 1937.
— Physiography and structure at Cumberland Gap. — Bull. Geol. Soc. America, **44.** New York 1933.
— Possibilities of Petroleum Recovery by Mining. — Eng. Mining J. 1925.
— Recognition and significance of multiple erosion surfaces. — Bull. Geol. Soc. Amer., **49.** New York 1938.
— Reconnaissance mapping from oblique aerial photographs without ground control. — Photogramm. Eng. Washington 1947.
— Physiographic setting of the nitrate deposits of Tarapaca, Chile: its bearing on the problem of origin and concentration. — Economic Geol., **37.** No 3. New Haven 1942.
— Tectonics, Igneous History and Physiography. Structure and physiography of the Western Andes. — Proceed., 8th Amer. Sci. Congress.

Richards, Henry Caselli: Boring operations at Heron Island, Great Barrier Reef (17th May to 13th August, 1937). — Rep. Great Barrier Reef Comm., **4.** Brisbane 1938.
— The grey street bidge, Brisbane. The rock foundations of the piers. — J. inst. eng., Australia, **3,** No 11. Sydney 1931.
— Results of deep boring operations on the great Barrier Reef, Australia. — Proc. 6th. Pacific Sci. Congr. 1939.
— Post-cretaceous rocks of Australia. — Spec. Publ. Bernice P. Bishop Mus. No 7. 1921.

Richter-Bernburg, Gerhard: Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: 1. Waldeck, 2. Nordsudeten. — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.

Richter, Konrad: Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden/Aller. — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.
— Erdgeschichte des Emmelner Berges bei Haren-Ems. — Jb. Emsländ. Heimatver. 1953.
— Geröllmorphometrische und Einregelungsstudien in den pleistozänen Sedimenten der paläolithischen Fundstelle Salzgitter-Lebenstedt. — Eiszeitalter u. Gegenwart **3.** Öhringen 1953.
— Geröllmorphometrische Studien in den Mittelterrassenschottern bei Gronau an der Leine. — Eiszeitalter und Gegenwart **4/5.** Öhringen 1954.

Riedel †, Leonhard: Das Obere Mucronatensenon-Maastricht in Nordwestdeutschland in stratigraphischer und paläogeographischer Hinsicht. — Geol. Jb. **65.** Hannover 1950.

Rippel, Georg: Räumliche und zeitliche Gliederung des Keratophyrvulkanismus im Sauerland. — Geol. Jb. **68.** Hannover 1953.

Rittenhouse, Gordon: The distribution and thickness of the Queenston shale in the northern Appalachian Basin. — Produc. Monthly. Bradford, Pa. 1949.
— & Mark P. Connaughton: Errors of sampling sands for mechanical analysis. — J. Sedimentary Petrology **14.** Tulsa, Okl. 1944.
— Geology of a portion of the Savant Lake area, Ontario. — J. Geol. **44.** No 4. Chicago 1936.
— Grain roundness, a valuable geologic tool. — Bull. AAPG, **30.** No 7. Tulsa, Okl. 1946.
— & E. M. Thorp: Heavy Minerals in Sediment-Transportation Studies. — Transact. Am. Geophys. Union. Washington 1943.
— Petrology and Paleogeography of Greenbrier formation. — Bull. AAPG, No 10. Tulsa, Okl. 1949.
— Relation of shape to the passage of grains through sieves. — Ind. Eng. Chemistry, **15.** Easton, Pa. 1943.
— Transportation and deposition of heavy minerals. — Bull. Geol. Soc. America, **54.** New York 1943.

Rosenberg, Georg: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-„Ternberg"-Frankenfelser Deckensystems. — Skizzen zum Antlitz der Erde. Wien 1943.
— Das Profil des Rahnbauerkogels bei Großreifling. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1953.

Roth, Harry: Das Gotlandium bei Bad Lauterberg im Harz. — Geol. Jb. **68.** Hannover 1953.

Rottgardt, Dietrich: Die Ostracoden in der Schicht 3, Kirchener Schwelle im oberen Oberrhein (km 175. 900). — Ber. Naturf. Ges. 42. 2. Freiburg i. Br. 1952.

Rüdiger, Otto: Über die magnetoelastischen Konstanten einer 25%igen Eisen-Chrom-Legierung. — Metallforsch. 2. H. 9. Stuttgart 1947.

Rülke, Otto: Die Schlumberger-Verfahren bei Bohrungen zur Untersuchung von Kohlenfeldern und bei Vorbohrungen für Schachtbauvorhaben. — Geol. Jb. **71.** Hannover 1955.

Rutte, Erwin: Gesteinsbildende Algen aus dem Eozän von Kleinkems am Isteiner Klotz in Baden. — N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. Stuttgart 1953.

— Die Algenkalke aus dem Miozän von Engelswies in Baden. — N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 98. Stuttgart 1953.
— Die Geologie der Öhninger Fundstätten. — Mittlbl. Bad. Geol. L.-A. 1950. Freiburg 1951.
— Grobsand und Muschelsandstein in der miozänen Meeresmolasse des nordwestlichen Bodenseegebietes. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. Stuttgart 1952.
— Die Hochbühlstörung in der Molasse bei Owingen (nördlich Überlingen/Bodensee). — Ber. Naturf. Ges. 42. H. 2. Freiburg i. Br. 1952.
— Über Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet. — Ber. Naturf. Ges. 40. Freiburg i. Br. 1950.
— Der fossile Karst der südbadischen Vorbergzone. — Jber., Mitt. Oberrh. Geol. Ver. Freiburg i. Br. 1951.
— Fossile Karstwassermarken in der Badischen Vorbergzone. — Ber. Nat. Ges. 41. H. 2. Freiburg i. Br. 1951.
— Süßwasserkalke aus dem Kaiserstuhl und Breisgau. — Ber. Naturf. Ges. 43. Freiburg i. Br. 1953.
— Süßwasserkalke und Kalkalgenbildungen in der chattischen unteren Süßwassermolasse von Hoppetenzell nördlich Stockach/Baden. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.

RUTTEN, Martin Gerard: Deposition of coversand and loess in the Netherlands. — Geol. en Mijnbouw, 16. 's Gravenhage 1954.
— & Reinout Willem van BEMMELEN: Sur la genèse des brèches basaltiques d'Islande et la tectonique du SW de cette île. — C. R. Soc. géol. France. Paris 1954.
— Sur la genèse des dépôts à Ammonites pyriteuses. — C. R. Soc. Géol. France. Paris 1953.
— & Johannes C. DEN BOER: Inversion de l'aimantation dans les basaltes du Coirion (Ardèche). — C. R. Soc. géol. France. Paris 1954.
— Continental origin of fossil salt layers. — Geol. en Mijnbouw, 16. 's Gravenhage 1954.
— Rhythm in sedimentation and in Erosion. — Cmpt. rend. 3ième Congr. Strat. Géol. Carbonifère. Heerlen 1951.

SALMI, Martti: Additional information on the findings in the Mylodon Cave at Ultima Esperanza. — Acta Geogr. 14. Helsinki 1955.

SAPPA, Mercurino: Prospetto delle ricerche per „forze endogene" in varie regioni del mondo durante l'ultimo trentennio. — Ann. di Geofisica, 8. Rom 1954.

SCHAUB, Heribert: Die Ausbildung der Girondelle-Gruppe im Niederrheingebiet. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.
— & Werner JESSEN: Ein praktischer Fall guter Übereinstimmung von geologischer Feinaufnahme mit elektrischen Bohrlochmessungen im Steinkohlengebirge. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.
— Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.
— Der Normalschichtenschnitt der Wittener (Eßkohlen-)Schichten am linken Niederrhein. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.

SCHENKEL, Gerhard: Verfahren zur Bestimmung der wahren Lage und des wahren Einfallens reflexionsseismisch ermittelter Schichtelemente. — Geol. Jb. 68. Hannover 1954.

SCHINDEWOLF, Otto, H.: Henry Paul †. — Geol. Jb. 68. Hannover 1954.

SCHLEUSENER, Alfr.: Wann muß die magnetische Vertikalintensität in einem europäischen Meßgebiet registriert werden? — Geol. Jb. 67. Hannover 1953.

SCHMID, Friedrich, Heinrich HILTERMANN & Wilhelm KOCH: Biostratigraphie der Grenzschichten Maastricht/Campan in Lüneburg und in der Bohrung Brunhilde. — Geol. Jb. 70. Hannover 1955.

SCHMIDT, Gerhard: Zur Nutzbarmachung staubklimatischer Untersuchungen für die städtebauliche Praxis. — Ber. d. Dt. Wetterdienstes in der US-Zone Nr. 38. Bad Kissingen 1952.

SCHMIDT, Walter: Embryonalwindungen von Vermetus intortus Lam. — Ann. Naturhist. Mus. Wien. 57. 1949/50. Wien 1950.
— Neue Serpula-Arten aus dem Material des Naturhistorischen Museums in Wien. — Ann. Naturhist. Mus. Wien. 57. 1949/50. Wien 1950.

SCHMIDT, Wolfgang, & Richard WOLTERS: „Basiston" der Aachener Kreide, Alttertiär und fossile Verwitterung am Nordrand der Eifel. — Geol. Jb. 66. Hannover 1952.
— & Marlies TEICHMÜLLER: Die Enträtselung eines bislang unbekannten Fossils im deutschen Oberkarbon, Sphenothallus subblefieldi n. sp., und die Art seines Auftretens. — Geol. Jb. 71. Hannover 1955.
— Die stratigraphische Entwicklung des Famennien in der Gegend von Aachen. — Geol. Jb. 65. Hannover 1950.
— Die Eruptive in den Kernschichten des Hohen Venns. — Geol. Jb. 70. Hannover 1955.

— Übersicht der Ergebnisse der Revisionskartierung des Hohen Venns — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.
— Das Namur-Profil von Mitzwinkel (Blatt Kettwig). — Geol. Jb. **68**. Hannover 1953.
— Ein aufgeschürftes Tertiärprofil bei Uthweiler im Siebengebirge. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.
— & Marlies TEICHMÜLLER: Pflanzenreste aus dem Gedinne des Hohen Venns. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

SCHNEIDER, Otto: Das Senkungsfeld von Laub, ein Beitrag zur Geologie der Gegend um Regensburg. — Acta Albertina Ratisbonensia. **21**. Regensburg 1954/55.

SCHNITTMANN, Franz: Die Steinbrüche im Malm des Vilstals bei Amberg und seiner weiteren Umgebung. — Acta Albertina Ratisbonensia. **21**. Regensburg 1954/55.

SCHÖNENBERG, Reinhard: Stratigraphie, Tektonik und geosynklinaler Magmatismus der ältesten Oberdevonzeit am Bergaer Sattel (Ostthüringen). — Geol. Jb. **66**. Hannover 1951.

SCHÖNHALS, Ernst: Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lößes und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.
— Riß- und würmeiszeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

SCHOTT, Wolfgang: Der geologische Bau der Erdöl- und Erdgasfelder in Niedersachsen. — Jb. Geogr. Ges. Hannover 1953.
— Über die Erdölbohrtätigkeit des Jahres 1949 in Nordwestdeutschland. — Erdöl u. Kohle **3**. Hamburg 1950.
— Ergebnisse der Erdölbohrtätigkeit in Nordwestdeutschland. — Geol. Fören. Förhandl. 71. H. 2. Stockholm 1949.
— Geologische Ergebnisse und wirtschaftliche Erfolge der westdeutschen Erdölbohrtätigkeit im Jahre 1954. — Erdöl und Kohle 8. Hamburg 1955.
— Über stratigraphische Untersuchungsmethoden in rezenten Tiefseesedimenten. — Heidelberg. Beitr. Min. Petrogr. 4. Berlin, Göttingen, Heidelberg 1954.

SCHOUPPÉ, Alexander VON: Die paläozoischen Bewegungsphasen im Raum von Graz. — Mitt. Geol. Ges. **44**. Wien 1951.
— Die „Thamnophyllen“ und ihre Beziehung zur Gruppe des „Cyathophyllum Gaespitosum“. — Palaeontographica, Abt. A. **97**. Stuttgart 1949.
— Ein Vertreter der Siegener Fauna im höheren e-Gamma der Karnischen Alpen. — Zentralbl. Min., Nr. 11, Abt. B. Stuttgart 1941.

SCHREMMER, Fritz: Bohrschwammspuren in Actaeonellen aus der nordalpinen Gosau. — Sitzber. Öst. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **163**. H. 4, 5. Wien 1954.

SCHRÖDER, Eckart: Zur Paläogeographie des Mittleren Buntsandsteins bei Mechernich/Eifel. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.
— Rudolf Cramer †. — Geol. Jb. **70**. Hannover 1955.
— Fritz-Erdmann Klingner †. — Geol. Jb. **70**. Hannover 1955.

SCHUH, Friedrich: Beitrag zur Alttertiärstratigraphie Nordwestdeutschlands, ausgehend von der Untersuchung einer fast geschlossenen Bohrkernfolge von über 300 m aus dem nordwestlichen Mecklenburg. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

SCHULTE, Heinr. Friedr.: Über das Auftreten von Spalten in Flöz Blücher der mittleren Bochumer Schichten und ihre wahrscheinliche Entstehung. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.
— & Marlies TEICHMÜLLER: Über braune Kohlen und schlauchförmige Hohlräume in Flözen des Ruhrkarbons. — Geol. Jb. **71**. Hannover 1955.

SCHWINNER, Robert: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. — Mitt. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien, **1**. H. 2. 4. Wien 1940.
— Zum Bewegungsbild der Landhebung in Südfinnland. — Geol. Rdsch. **34**. H. 2/6. Stuttgart 1943.
— Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. — Jb. Geol. Bundesanst., H. 3. 4. Wien 1945.
— Injektionsmetamorphose in der Oststeiermark. — Fortschr. d. Mineral., Kristall. u. Petrographie. **23**. Jena 1939.
— Ist die Geologie wirklich eine „historische“ Wissenschaft? — N. Jb. Mineral., Abt. B, Mh. 5. Stuttgart 1943.
— Die hellen Strahlensysteme des Mondes, geologisch gedeutet. — Astronom. Nachr. **274**. H. 2—3. Kiel 1943.
— Ungleichseitigkeit der Gebirgskämme in den Ostalpen. — Z. Geomorph. **7**. H. 6. Berlin 1933.
— Über Untersuchungen, betreffend kärntnerische Magnesite. — Verhdl. Zweigst. Wien Reichsstelle Bodenf. Wien 1939.

.IS, Karl-Heinz: Magnetische Untersuchungen an Gesteinen und Erzen der Grube „Bayerland" im Zusammenhang mit den dort festgestellten △ Z- und △ H-Anomalien. — Geol. Jb. 68. Hannover 1953.
Z, Otto: Über die im Bereich der Tempelburger Struktur gestoßenen Tiefbohrungen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. — Geol. Jb. 65. Hannover 1950.
- Waldemar Weissermel †. — Geol. Jb. 67. Hannover 1953.
MLER, Walter: Färbeversuche zur Ermittlung hydraulischer Zusammenhänge im Bergbau mit Uranin AP. — Glückauf 89. H. 9/10. Essen 1953.
- Das Hochwasser der Saar vom 29. bis 31. Dez. 1947. — Decheniana 105/106. Bonn 1951/1952.
:FRIED, Paul: Die Heersumer Schichten im Hildesheimer Jura-Zug. — Geol. Jb. 67. Hannover 1952.
)N, Wilhelm: Über die Entfaltung von Spiriferen aus der Subcuspidatus-Gruppe (Deutsches Unterdevon, besonders Oberharz). — Geol. Jb. 68. Hannover 1953.
)N, Wilhelm Georg: Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sedimenten der Unterelbe. — Mitt. Geol. Staatsinst. 23. Hamburg 1954.
- Über das Vorkommen einer Schale von Tapes senescens Cocconi aus dem Eem im rezenten Schill der Elbmündung. — Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet, 5. Hildesheim 1953.
)OWSKI, Karl-Heinz: Studien zur Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. — N. Jb. Mineral., Beil., 82, Abt. B. Stuttgart 1939.
)THA, Ernst: Ausgestaltung und Auswertung von Quellenkarten, dargelegt an einer Karte der Quellen und Brunnen in der Umgebung von Schlotzau (nordwestl. Rhönvorland). — Z. prakt. Geol., H. 4. Halle/S. 1941.
- Erdfälle im Gebiet des Mittleren Buntsandsteins. — Z. dt. geol. Ges. 93, H. 4/5. Berlin 1941.
- Gestein und Landschaft rings um Frankenau. — 700 Jahre Stadt Frankenau. Frankenberg 1950.
- Die Landschaft südlich von Leningrad. — Z. Erdk. 11, H. 3/4. Frankfurt 1943.
- Querschnittreihen durch deutsche Landschaften. — Geogr. Rdsch. 2, Nr. 11. Braunschweig 1950.
É, Luis: Sur le bassin néogène du Sud de la Sierra Nevada. — C. R. Acad. Sci. 230. Paris 1950.
LE, Gerhard: Obere Siegener Schichten, Hunsrückschiefer, tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung ins Rheinische Unterdevon. — Geol. Jb. 65. Hannover 1950.
:KER, R. G.: Studien am Karstrelief.
:H, Erich: Der Crassidurit, ein Hilfsmittel zur Flözgleichstellung im Ruhrkarbon. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.
- & Hans-Christoph MICHELS: Reflexionsmessungen an Kohlenanschliffen mit dem Berek-Mikrophotometer, insbesondere am Exinit der Ruhrkohlenflöze. -- Geol. Jb., 71. Hannover 1955.
:SCHE, Karl: Deutsche mikropaläontologische Forschung. — Z. dt. geol. Ges., 100. Hannover 1948.
IK, Hans: Altersstellung und Tektonik des Paläozoikums bei Albungen. — Geol. Jb., 66. Hannover 1951.
:GER, Albert: Weitere Beobachtungen über das Vorkommen von Bimsstein in den jüngsten Rheinterrassen des unteren Niederrheins. — Geol. Jb. 69. Hannover 1954.
:HAUS, Hubert: Über die Möglichkeit einer Gliederung des Weiß-Jura von Dalum. — Ber. Naturf. Ges. 43. Freiburg i. Br. 1953.
JSLOFF, Ulr.: Periglazialer „Tropfen"- und Taschenboden im südlichen Münsterlande bei Haltern. — Geol. Jb. 66. Hannover 1952.
:R, Karl: Ergebnisse einer montangeologischen Untersuchung der Goldvorkommen der östlichen Hohen Tauern. — Ber. Freiberger Geol. Ges. 20. Freiberg 1944.
LE, Hans: Einengungs- und Ausweitungsregionen beiderseits des Urkontinents Laurentia. — Festschr. Feier des 200jähr. Bestehens der Akad. d. Wiss. in Göttingen 1951. Göttingen 1951.
- Zur Geschichte der Osningforschung. — Geotekton. Forsch. 9/10. Stuttgart 1953.
- Gestacion y transito de los continentes y de los mares. — Notas y communicaciones Inst. Geol. y Min. Espan. 25. Madrid 1952.
- El motivo tematico del desarrollo geotectonico de la Tierra. — Estud. geol. 13. Madrid 1951.

— Salztektonik in Nordwestdeutschland und Rumänien. — Geol. Rdsch. **40**, H. 2. Stuttgart 1952.

Stipanicic, Petro N., & Carlos Alberto Menendez: Contribucion al conocimiento de la flora fosil de Barreal (Prov. de San Juan). — Bol. Inform. Petrol **26**, No 291. Buenos Aires 1949.

Straub, Ernst Wilhelm: Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. D. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

Strouhal, Hans: Isopodenreste aus der altplistozänen Spaltenfüllung von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (Niederösterreich). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **163**. H. 1, 2. Wien 1954.

Teichmüller, Marlies: Bemerkungen zu Torfuntersuchungen im Wurzacher Ried im Hinblick auf kohlengenetische Fragen. — Geol. Jb. **68**. Hannover 1953.

— & Winfried Schonefeld: Ein verkieselter Karbontorf im Namur C von Kupferdreh. — Geol. Jb. **71**. Hannover 1955.

— & Rolf Teichmüller: Spuren vorasturischer Bewegungen am Südrand des Ruhrkarbons. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

— Rolf Teichmüller, H. Meyer & H. Werner: Der erste Tonsteinfund im Aachener Revier und die Frage nach der Entstehung der Graupen- und Kristalltonsteine. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

— Rolf Teichmüller & H. Werner: Ein echter Torfdolomit in einem Flöz der mittleren Bochumer Schichten und die Frage nach der Herkunft der Karbonate im Ruhrkarbon. — Geol. Jb. **68**. Hannover 1953.

— & Rolf Teichmüller: Zur mikrotektonischen Verformung der Kohle. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

Teichmüller, Rolf: Über Küstenmoore der Gegenwart und die Moore des Ruhrkarbons. Eine vergleichende sedimentolog. Betrachtung. — Geol. Jb. **71**. Hannover 1955.

Thenius, Erich: Über die Entwicklung des Hornzapfens von Miotragocerus. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. 1, **157**. Wien 1948.

Theobald, Nicolas, & P. L. Maubeuge: Paleographie du jurassique inferieur et moyen dans le Nord-Est de la France et le Sud-Ouest de l'Allemagne. — Ber. Naturforsch. Ges. **39**. Freiburg i. Br. 1943/49.

— Paleogeographie du Jurassique Supérieur dans le Sud-Ouest de l'Allemagne et le Nord-Ouest de la France. — Ber. Naturf. Ges. **40**. Freiburg i. Br. 1950.

Thiergart, Friedrich: Pollenfloren aus den tertiären Braunkohlen vom Niederrhein. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

Thome, Karl Nikol.: Ein Basaltstock im Moseltal und die tektonischen Bauelemente der Umgebung. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

Thomson, Paul W.: Der Fazieswechsel im Hauptflöz der rheinischen Braunkohle im Gebiet der Grube Fortuna. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

— & Hans Pflug: Zur feinstratigraphischen Untersuchung von Braunkohlenflözen. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

— & Ulrich Rein: Mikropaläontologische Untersuchung eines Standardprofils der rheinischen Braunkohle in der Grube Liblar, Bezirk Köln. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

— Grundsätzliches zur tertiären Pollen- und Sporenmikrostratigraphie auf Grund einer Untersuchung des Hauptflözes der rheinischen Braunkohle in Liblar, Neurath, Fortuna und Brühl. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

Tobien, Heinz: Die Aufzeichnungen H. G. Stehlins über die pliozänen Säugerreste von Herbolzheim bei Freiburg i. Br. — Mitt. Bad. Geol. L.-A. 1950. Freiburg i. Br. 1951.

— Über die Grabungen in der Oberen Süßwassermolasse des Höwenegg (Hegau). — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1950. Freiburg i. Br. 1951.

— Wolfgang Soergel † (1887—1946). Ein Nachruf. — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. **32**. Stuttgart 1943/50.

Tollmann, A.: Die Gattungen Lingulina und Lingulinopsis (Foraminifera) im Torton des Wiener Beckens und Südmährens. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl., Abt. I, **163**, H. 8. Wien 1954.

Toth, Geza: Zur Kenntnis des österreichischen Miozäns. — Ann. d. Naturhist. Mus. Wien. **57**. Wien 1949/50.

Trefzger, Erwin F.: Die Vanadiumlagerstätte Mina Ragra in Peru. — Ber. Naturf. Ges. **42**, H. 2. Freiburg i. Br. 1952.

Twitchell, George: Urnatella Gracilis Leidy, a living Trepostomatous Bryozoan. — Amer. Midld. Natural **15**, No 6. Notre Dame, Ind. 1934.

Udluft, Hans: Rudolf Fabian †. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

— Johann Heinrich Hellmers †. — Geol. Jb. **68**. Hannover 1954.

— Werner Paeckelmann †. — Geol. Jb. **67**. Hannover 1953.

VENING MEINESZ, F. A.: Earthcrust Movements in the Netherlands resulting from Fennoscandian postglacial isostatic readjustment and alpine foreland rising. — Proc. K. Nederl. Akad. Wet. Amsterdam **57**. Amsterdam 1954.

VENTRIGLIA, Ugo: Sulla costituzione mineralogica e sulla sistematica minerogenetica delle argille. — Periodico Mineralogia **17**. Rom 1948.

— Interdipendenza dei metodi di indagine nella determinazione del tenore utile. Il leucitofiro di Civita Castellana (Viterbo). — L'Industria Mineraria. Rom 1950.

— Sulla plasticita delle argille. — Atti 42. Riunione Soc. Ital. Progr. Sci. Rom 1949.

VERÖFFENTLICHUNGEN, wissenschaftliche, aus dem Institut für Strahlenforschung der Humboldt-Universität zu Berlin 1926—1954. — Berlin 1955.

VERSAMMLUNG, 98., der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte in Freiburg i. Br. vom 12.—15. Sept. 1954. — Mitt. Ges. Dtsch. Naturf. Ärzte. Berlin 1955.

VETTER, Hans: Grundsätzliche Bemerkungen über Tongesteine und ihre Lagerstätten. 1. 2. — Sprechsaal Keramik, Glas, Email. **85**. **86**. Coburg 1952/53.

VIDAL, Helmut: Beobachtungen über mesozoischen und rezenten Vulkanismus. („Mit Geologenhammer u. Farbfilm durch Italien.") — Z. dt. geol. Ges. **104**. Hannover 1952.

— Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geologica Bavarica **17**. München 1953.

VIRKKALA, K.: On glaciofluvial erosion and accumulation in the Tankavaara Area, Finnish Lappland. — Acta geograph. **14**. Helsinki 1955.

VOIGT, August: Die Bleizinkerzvorkommen im Buntsandstein und Unterdevon der Nordeifel. (Neues zur Frage der Entstehung der Imprägnationslagerstätten vom „Typus Mechernich".) — Geol. Jb. **66**. Hannover 1951.

VOIGT, Erhard: Das Alter der Reitbrooker Schichten (Ob. Kreide Maastr.-Stufe) und ihr Leitfossil Pteria (Oxytoma) danica Ravn. — Geol. Jb. **68**. Hannover 1954.

VORTISCH, Wilhelm: Ähnlichkeiten im Bau dreier alpiner Gebirgsgruppen (Sonnwendgebirge, Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe und Innere Osterhorn-Gruppe). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. Stuttgart 1950.

— Der Bau der inneren Osterhorngruppe. — N. Jb. Mineralog. etc., Mh., Abt. B. Stuttgart 1949.

— Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. T. 2: Kendelbach. 1950. T. 3: Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlgraben. 1953. T. 4: Hangendgebirge. 1953. — N. Jb. Mineral. etc. Abh. Abt. B. **91**. Stuttgart. 1950. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **96**. Stuttgart 1953. **98**. Stuttgart 1953.

VOÛTE, Caesar: Some geological observations in the Ghab-Area (Northern-Syria). — K. Nederl. Akad. Wet., Proc. Ser. B. **56**, No 2. Amsterdam 1953.

— Quelques observations géologiques faites dans la région de Rastane (Syrie). — K. Nederl. Akad. Wet., Proc., Ser. B. **56**, No 2. Amsterdam 1953.

WANDEL, Gerhard, & Eduard MÜCKENHAUSEN: Neue vergleichende Untersuchungen über den Bodenabtrag an bewaldeten und unbewaldeten Hangflächen in Nordrheinland. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

WEIDENBACH, Fritz: Martin SCHMIDT †. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

WEINELT, Wolfgang: Beiträge zur Paläogeographie und Lithogenese der Bleiglanz-Bank des Mittleren Keupers im Raume zwischen Klettgau und Coburg. Kurzfassung. — Würzburg 1955.

WENDT, Immo: Versuche zur Dichtebestimmung an Sandschüttungen durch Messung der Absorption von Gamma-Strahlung. — Geol. Jb. **70**. Hannover 1954.

— Kalibestimmung im Labor und unter Tage mit dem Zählrohr. — Geol. Jb. **70**. Hannover 1955.

WERNER, Hans: Über dolomitische Bindemittel in den Sedimenten des Ruhrkarbons. — Geol. Jb. **71**. Hannover 1955.

— Über den Nachweis mariner Beeinflussung von Torf und Kohle. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

WERNER, Hans-Helmut: Geologie der Winterbacher Mulde im südlichen Hunsrück. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

WESTERMANN, Gerd: Biostratigraphische Untersuchungen im Jura südlich der Sierra de la Demanda (Nord-Spanien). — Geol. Jb. **70**. Hannover 1955.

WETZEL, Walter: Beitrag zur Kenntnis des dan-zeitlichen Meeresplanktons. — Geol. Jb. **66**. Hannover 1952.

— Die Bielefelder Garantianen, Geschichte einer Ammonitengattung. — Geol. Jb. **68**. Hannover 1954.

WHITEHOUSE, F. W.: Additions to the Cretaceous Ammonite Fauna of Eastern Australia. P. 1. 2. — Mem. Queensland Mus. **9**. 1927. Brisbane 1928.

— The Cretaceous Ammonoidea of Eastern Australia. — Mem. Queensland Mus. 8, 3. Brisbane 1926.
— The correlation of the marine cretaceous deposits of Australia. — Rept. Aust. Assn. Adv. Sci. 18. Perth 1926.
— The geology of Queensland. — Handbook of the Austral. Ass. Advanc. Sci. Brisbane 1930.
— Notes on the Permo-Carboniferous floras of Queensland. — Queensland Government Mining Journal. Brisbane 1933.
— A large spiral structure from the cretaceous beds of Western Queensland. — Mem. Queensland Mus. 10. Brisbane 1934.

WICHER, Carl Adam: Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jb. 68. Hannover 1953.
— Zur mikropaläontologischen Gliederung des nichtmarinen Rät. — Erdöl und Kohle. 4. Hamburg 1951.
— Involutina, Trocholina und Vidalina — Fossilien des Riffbereichs. — Geol. Jb. 66. Hannover 1952.

WINKLER-HERMADEN, Arthur: Die Basaltlager Österreichs und ihre Bedeutung für Bodenwirtschaft und Bauwesen. — Carinthia 2, Mitt. Naturwiss. Ver. Kärnten 64. Klagenfurt 1954.
— Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des mittelsteirischen Beckens. — Mitt. Naturw. Ver. Steiermark 81/82. Graz 1952.
— Die Entstehung der Gleichenberger Mineralquellenprovinz im Rahmen der jungen endgeschichtlichen Entwicklung der südlichen Steiermark. — Wien. Mediz. Wochenschr. 105, Nr. 11/12. Wien 1955.
— Entwurf einer Übersichtskarte der Wassermangelgebiete und wasserärmeren Bereiche in Steiermark. — Mitt. d. Reichsamtes Bodenf., Zweigst. Wien 7. Wien 1944.
— Ergebnisse über zeitliche Gliederung und Ablauf jungtertiärer tektonischer Vorgänge und ihrer Beziehung zur Landformung. — C. R. 19. Congr. géol. internat. Alger 1952. Sect. 13, fsc. 14. Alger 1954.
— Über neue Ergebnisse aus dem Tertiärbereich des steirischen Beckens und über das Alter der oststeirischen Basaltausbrüche. — Sitzber. Österr. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl., Abt. I, 160, H. 1. 2. Wien 1951.
— Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum (außerhalb der Vereisungsbereiche). — Anz. math.-nat. Kl. Österr. Akad. Wiss. Wien 1953.
— & A. PAPP: Geologische und geomorphologische Feststellungen zwischen Piestingtal und Bad Fischau (Niederösterreich). — Anz. math.-nat. Kl. Österr. Akad. Wiss., Nr. 10. Wien 1954.

WIRTH, E.: Die Erdölvorkommen von Bruchsal in Baden. — Geol. Jb. 65. Hannover 1950.

WITTMANN, Otto: Geologische Beobachtungen im Bett des korrigierten Rheines zwischen dem Stauwehr Märkt (km 174,0) und der Einmündung des Unterwasserkanals vom Kraftwerk Kembs (km 180,5). — Ber. Naturf. Ges. 42, H. 1. Freiburg i. Br. 1952.
— Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen von Château de Jeurre zwischen Etampes und Etrechy (Seine u. Oise). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 3. Stuttgart 1950.
— Das südöstliche Ende des Oberrheingrabens. — Geol. Rdsch. 37. Stuttgart 1949.
— Die grobklastische Fazies im Oligozän Oberbadens. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1950. Freiburg i. Br. 1951.
— Die Isteiner und Kirchener Felsschwellen im Rhein. — Aus der Heimat 61, H. 4. Öhringen 1953.
— Obermiozäne Rutschmassen von Bajocien auf der Hochfläche des südwestlichen Dinkelberges. — Mittbl. Bad. Geol. L.-A. 1949. Freiburg i. Br. 1950.
— Das Röttler Schloß bei Lörrach, Geologie und Baugrund. — Mitt. Bad. Landesver. Naturkd. Naturschutz e. V. N.F. 5, H. 4/5, Freiburg i. Br. 1951.
— Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Meeressandbildungen entlang der Rheintalflexur bei Lörrach. — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 33. Stuttgart 1951.
— Zur Stratigraphie des Doggers längs der Rheintalflexur bei Lörrach und am Röttler Schloß. — Ber. Naturf. Ges. 39. Freiburg i. Br. 1943/49.

WOLANSKY, Dora: Zur Frage der Härteprüfung der Karbongesteine nach dem Rückprallverfahren. — Glückauf 85, H. 1/2. Essen 1949.
— Zur Frage der Wasser- und Grubengasführung der Deckgebirgsschichten im Ruhrbezirk und ihrer Bedeutung für den Bergbau. — Bergbau-Rdsch. H. 8. Bochum 1950.
— Angewandte Geologie im Kreidedeckgebirge des Ruhrbezirks. (Erl. am Beispiel der Deckgebirgskarte i. M. 1 : 25 000). — Z. dt. geol. Ges. 104, 3. Hannover 1952.

— Spuren von Landwirbeltieren aus der Steinkohlenzeit. — Werkz. Gruppe Hamborn Gelsenkirch. Bergwerks-A.G. Düsseldorf 1952.

— Vom Werdegang unserer Steinkohlenflöze. — Kristall, ein Buch f. d. Bergmann. Essen o. J.

Wolburg, Johann: Der Nordrand der Rheinischen Masse. — Geol. Jb. **67**. Hannover 1952.

Woldstedt, Paul: Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

Wolff, Wilhelm: Die magnetischen Anomalien im Hohen Venn. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

Wolters, Rich.: Ausbildung und Lagerung der pliozän/pleistozänen Grenzschichten im Niederrheinischen Grenzgebiet von Niederkrüchten/Brüggen. — Geol. Jb. **69**. Hannover 1954.

— Nachweis der Günz-Eiszeit und der Günz-Mindel-Wärmezwischenzeit am Niederrhein. — Geol. Jb. **65**. Hannover 1950.

Zapfe, Helmut: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (CSR.) Proboscidea. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, **163**, H. 1. 2. Wien 1954.

Zeidler, W.: Zur Herstellung von Großdünnschliffen, polierten Dünnschliffen und Lackabzügen von Torfdolomiten. — Geol. Jb. **68**. Hannover 1953.

Zöbelein, Hans Karl: Zur Altersdeutung der Cyrenenschichten in der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — Geologica Bavaria, Nr. 17. München 1953.

D. Karten

Europa

Carte géologique internationale de l'Europe, 1 : 1,5 Mill.
Bl. A 6 (Südwest-Spanien, Süd-Portugal, Marokko) 1952.
B 6 (Südost-Spanien, Algerien) 1952.
C 6 (Mittel-Italien, Sizilien, Sardinien, Korsika, Tunis) 1952.
Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Hannover.

Deutschland

Baden-Württemberg:

Geologische Schulkarte von Südwestdeutschland. 1 : 1 000 000. Hrsg. v. d. Bad. Geol. Landesanst. u. d. geol. Abt. des Württ. Statist. Landesamts. Freiburg i. B. u. Stuttgart 1951. Nebst Erläuterungen.

Geologische Spezialkarte von Baden. 1 : 25 000. Hrsg. v. d. Badischen Geol. Landesanst. Blatt 152: Lörrach. 164: Weil. Nebst Erl. Freiburg i. Br. 1952.

Bayern:

Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse, 1 : 300 000. 3 Blätter nebst Erläuterungen. Herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt, München 1955.

Hamburg:

Baugrundkarte von Hamburg. 1 : 10 000. Hrsg. v. Geol. Landesamt Hamburg. Blatt 6444 — Langenhorn 1953, 6448 — Ochsenzoll 1953, 7240 — Rahlstedt 1954, 7244 — Volksdorf 1954.

Hessen:

Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen. Bearb. v. Schönhals 1 : 300 000. Hrsg. v. Hess. Landesamt f. Bodenforschung. Wiesbaden 1951.

Geologische Übersichtskarte von Hessen. Hrsg. v. Hess. Landesamt f. Bodenforschung. 1 : 1 000 000. Wiesbaden 1952.

Niedersachsen:

Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland, 1 : 100 000. 25 Blatt mit Erläuterungen. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Celle/Hannover 1947—49.

Geophysikalische Karte von Nordwest-Deutschland, 1 : 500 000. 3 Blätter. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung 1948.

Geologische Übersichtskarte von Deutschland, 1 : 200 000. Bl. 85 Minden. Bl. 98 Detmold. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Hannover/Celle 1948.

Bodenschätzungskarte der Wedemark, 1 : 25 000. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Hannover 1950.

Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland, 1 : 300 000. 4 Blätter. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Hannover 1951.

Geologische Karte, 1 : 100 000. Emsland. Blatt A, C. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Hannover 1954.

Nordrhein-Westfalen

Bodenkundliche Übersichtskarte, 1 : 100 000. Großbl. 94 b Düsseldorf-Köln. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung. Düsseldorf 1948.

Geologische Karte des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes, 1 : 10 000. Lieferung 1—5 nebst Erläuterungsheften. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung 1949—1954.

Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen, 1 : 300 000. Herausgegeben vom Amt für Bodenforschung Hannover 1953.

Deckgebirgskarte des Rheinisch-Westfäl. Steinkohlenbezirks 1 : 25 000. Hrsg. v. d. Westfäl. Berggewerkschaftskasse Bochum. Blatt Buer. 1950. Lippramsdorf. 1950. Olfen. 1951. Rauxel. 1951. Oberaden. 1952. Nordkirchen 1953. Nebst Erläuterungen.

Schleswig-Holstein:

Geologische Karte der weiteren Umgebung Lübecks. Von Paul RANGE. 1 : 200 000. 1949.

Geologische Karte von Deutschland, 1 : 25 000. Hrsg. v. d. Landesanst. f. Angewandte Geologie, Kiel. 1951—1953 nebst Erläuterungen.

Bl. 1318 Ockholm	1421 Viöl	
1319 Bredstedt	1422 Lübeck	
1419 Wobbenbüll	0916, 1015, 1016	Sylt-Nord und -Süd
1420 Hattstedt	1115, 1116, 1215	(Zusammendruck)

Andorra

Inst. de Estud. Ilerdenses.

Mapa geologico de Andorra. Por L. S. SABARIS y N. L. LLADO. 1 : 50 000, Barcelona.

Belgien

Echelles stratigraphiques des gisements houillers de Belgique et de régions voisines. 1954.

Italien

Carte geologica delle Tre Venezie. 1 : 100 000. Blatt 9. 12. 16. 20. 22. 23. 26 a. 35. 37. 40. 50. 53 a. 64. 77 b. Florenz. 1940—1953.

Spanien und Portugal

Mapa geologico de Espana y Portugal. Bearb. v. J. G. SINERIZ. Hrsg. v. Instituto Geologico y Minero de Espana. 1 : 1 000 000. 3. ed. 1952, in 4 Blättern.

Afrika

Algier

Carte géologeque du Nord-Ouest de l'Afrique 1 : 2 000 000. Publ. par le Com. d'Organisation du 19e Congrès Géol. Int. Alger 1952. Blatt 1: Maroc-Algérie Ouest, Blatt 2: Algérie-Tunisie.

Carte géologique de l'Algérie. 1 : 500 000. 2. ed., in 6 Blatt nebst Legende. Paris 1951—1952.

Carte géologique de reconnaissance du Sahara Algérien. 1 : 500 000. Hrsg. v. Service de la Carte Géol. de l'Algérie. o. O. 1952. Blatt Kerzaz und Blatt In Salah.

Carte géologique détaillée 1 : 200 000. Hrsg. v. Service de la Carte géol. de l'Algérie. Blatt 55. 66. Nebst notice explicative. o. O. 1950.

Carte géologique détaillée 1 : 50 000. Hrsg. v. Service de la Carte géologique de l'Algérie. Blatt 50. 66/67. 84. 96. 125. 127. 151. 153. Nebst notice explicative. 1949—1952.

Französisch Äquatorial-Afrika

Carte géologique de reconnaissance. Hrsg. v. Gouv. gén. de l'Afrique Equatoriale Française. 1 : 500 000. Blatt Berbérati-Est. Berbérati-Ouest. Bangassou-Ouest. Franceville-Est. Nebst Erläuterungen. Paris 1953—1954.

Kamerun

Territoire de Cameroun. Carte géologique de reconnaissance. 1 : 500 000. Blatt Banyo. Batouri-Est. Nebst Erläuterungen. Paris 1953—54.

Madagaskar

Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 200 000. Hrsg. v. Gouv. gén. de Madagascar et Dépendances. Blatt 404. 405. 423. 424. 425. 567. 568. 569. 587. 588. 589. 1947—49 nebst Erläuterungen. Ferner die Erläuterungen zu Blatt 408. 604. 605. 606. 607. 624. 625. 626. 627. 628. Paris 1948.

Madagascar. Carte géologique. Hrsg. v. Service géologique de Madagascar, par H. Besairie. 1 : 1 000 000. o. O. 1951/52, in 3 Blättern.

Carte tectonique de Madagascar. Par H. Besairie. Hrsg. v. Service Géologique de Madagascar. 1 : 3 500 000. o. O. 1954.

Marokko

Protectorat de la Rép Française au Maroc. Service géologique. Feuille Hammada du Guir. 1 : 500 000. o. O. 1950.

Carte géologique provisoire des environs de Casablanca 1 : 200 000. Rabat 1950.

Carte géologique de la Meseta, entre Settat et Mazagan: Doukkala et Chaouia occidentale. 1 : 200 000. 1954. (Notes et Mémoires 75.)

Carte géologique du Maroc 1 : 100 000. Feuille Oued Zem. 1952. (Notes et Mémoires 94.)

Carte géologique régulière du Maroc 1 : 100 000. Ed. par la Soc. Chérifienne des Pétroles. (Notes et Mémoires 104—111):

Souk el Arba du Rharb. 1950. — Petitjean. 1950.
Ouezzane. 1951. — Fès-Ouest. 1950.
Rabat. 1950. — Khemisset-Nord. 1951.
Sidi Yahia du Rharb. 1950. — Meknès-Nord. 1951.

Soc. Chérifienne des pétrolès. Carte géol. au 1 : 200 000 du Rharb et Prérif occidental. Ed. à l'Occas. du 19e Congr. Int. de Géol. 1952. (Notes et Mémoires 113.)

Südafrikanische Union

Union of South Africa. Geological Survey. 1 : 125 000. Blatt 35/36. Koedoesrand. 46. Messina. 54. Lichtenburg. 166. Schoorsteenberg. 198. Merweville. Nebst Erläuterungen, Pretoria 1948—1953.

Northern Natal Coalfield. 1 : 50 000. Hrsg. v. Dept. of Mines. Geol. Survey. Area 2, Blatt 1.2 nebst Übersicht 1 : 125 000. Pretoria 1950.

Nord-Amerika

Kanada

Dept. of Mines and Technical Surveys, Mines Branch and Geol. Survey of Canada. Map 900 A. Canada. Principal Mining Areas and Producing Mines. 1 inch : 120 Miles = 1 : 7 603 200. 4. ed. 1954.

Tectonic Map of Canada. Prep. by the Geol. Ass. of Canada. With the Support of the Geol. Society of America. 2 Bl. 1 : 3 801 600. Washington 1950.

Pleistocene Eolian Deposits of the United States, Alasca and Parts of Canada. Publ. by the Geol. Soc. of America. 1 : 2 500 000. 1952, in 2 Blättern.

U.S.A.

Oil and Gas Map of Louisiana, 1 : 500 000. Hrsg. v. Dept. of Conservation. 1953.

Süd-Amerika

Argentinien

Carta geologico-economica de la Rep. Argentina. Hrsg. v. d. Direccion Nacional de Mineria 1 : 200 000. Blatt 14 c. 15 c. 16 c. 17 c. 26 c. 32 p. q. 36 b. 37 c. 63 a. 64 a. 65 a. b. 66 a. b. 1949—1954.

Brasilien

Mapa geologico do Estado do Parana. Von Reinhard MAACK. 1 : 750 000. Hrsg. v. d. Comissao de Comemoracoes do Centenario do Parana 1853/1953. 1953.

Mappa geologico do Brasil e de parte dos Paizes visinhos. Von A. J. DE OLIVEIRA. 1 : 7 000 000. Hrsg. v. Servico de Formento da Producao Mineral. 1938.

Distribuicao geografica das jazidas minerais do Brasil. 1 : 7 000 000. Hrsg. v. Min. da Agricultura, Dep. Nac. da Producao Mineral. 1944.

Distribuicao geografica da industria mineral no Brasil. 1 : 7 000 000. Hrsg. v. Min. da Agricultura, Dep. Nac. da Producao Mineral. 1944.

Geologic-tectonic Map of the United States of Venezuela. Except the Territory of Amazonas and part of the State of Bolivar. 1 : 1 000 000. Publ. by the Geol. Soc. of America. 1950.

Australien

Victoria. Geological Map, Mineral Map 1 : 1 130 760. Melbourne 1955.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft

Band 106, 1. Teil 1954

Herausgeber und Verlag: Deutsche Geologische Gesellschaft, Hannover 1955
Schriftleitung: G. RICHTER-BERNBURG, Hannover

INHALT

Beiträge zur Hydrogeologie

Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1954	Band 106	Seite 1—201 Tafel 1	Hannover, Dezember 1955

Im Buchhandel bei Verlag Ferdinand Enke, Stuttgart

Deutsche Geologische Gesellschaft 1954

Hannover, Wiesenstr. 72—74

Vorstand

1. Vorsitzender:	Alfred BENTZ, Hannover, Wiesenstr. 72—74
Stellvertretende Vorsitzende:	W. DE LA SAUCE †, Essen
	Ehrhard VOIGT, Hamburg, Esplanade 1 b
Schriftführer:	Friedrich KÜHNE, Hannover, Wiesenstr. 72—74
	Ferdinand NEUMAIER, München 2, Luisenstr. 37
Schriftleiter:	Gerhard RICHTER-BERNBURG, Hannover, Wiesenstr. 72—74
Schatzmeister:	Heinrich SCHLÜTER, Hannover, Kolbergstr. 14
Archivarin:	Beata Moos, Hannover, Wiesenstr. 72—74

Beirat

Die Herren:	Fr. LOTZE
S. v. BUBNOFF	P. RAMDOHR
C. HAHNE	A. ROLL
K. KREJCI-GRAF	L. RÜGER †
H. J. LIPPERT	Herm. SCHMIDT

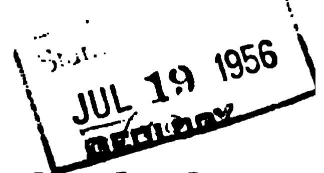
Ordentliche Mitglieder (In- und Ausland) zahlen einen **Jahresbeitrag** von 25.— DM; Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 12.— DM; korporative Mitglieder (Firmen) 100.— DM. Gebührenfreie Überweisung erbeten auf Konto: Deutsche Geologische Gesellschaft, Hannover, Wiesenstr. 72—74, Postscheckkonto Hannover 967 70.

Schriftwechsel, der sich auf den Druck der **Zeitschrift** bezieht, Manuskripte von Aufsätzen, Vortragsberichten usw. an die **Schriftleitung** der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Hannover, Wiesenstr. 72—74, erbeten.

Die Schriftleitung bittet die auf den M o n a t s versammlungen der Gesellschaft Vortragenden, ihre Vortragsreferate bei den örtlichen Leitern der Monatsversammlungen baldmöglichst einzureichen. Berichte über die Vorträge auf H a u p t versammlungen und Frühjahrstagungen bitte unmittelbar an die Schriftleitung.

Mitteilungen aus der **Bücherei** (Hannover, Wiesenstr. 72—74) bringen die N e u - e i n g ä n g e . Das Maß der Vollständigkeit ist von den Zusendungen der Verlage und Autoren abhängig. Wir bitten daher dringend, alle Publikationen von geologischem Interesse unserer Bücherei zu übersenden, damit sie angekündigt und den Mitgliedern der Gesellschaft zugänglich gemacht werden können.





Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft

Band 106, 2. Teil **1954**

Herausgeber und Verlag: Deutsche Geologische Gesellschaft, Hannover 1956
Schriftleitung: G. RICHTER-BERNBURG, Hannover

INHALT

Zur Geologie des Sauerlandes

Aufsätze

Exkursionsberichte (1 Tafel)

Fortsetzung des Inhaltsverzeichnisses auf der Rückseite des Heftes

Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1954	Band 106	Seite 203—638 Tafel 2—17	Hannover, Mai 1956

Im Buchhandel bei Verlag Ferdinand Enke, Stuttgart

Deutsche Geologische Gesellschaft 1956

Hannover, Wiesenstr. 72—74

Vorstand

1. Vorsitzender:	Alfred BENTZ, Hannover, Wiesenstr. 72—74
Stellvertretende Vorsitzende:	Friedrich Carl v. HÜLSEN, Bad Ems (Lahn), Mainzer Str. 1
	Erhard VOIGT, Hamburg, Esplanade 1 b
Schriftführer:	Otto SEITZ, Hannover, Wiesenstr. 72—74
	Ferdinand NEUMAIER, München 2, Luisenstr. 37
Schriftleiter:	Friedrich KÜHNE, Hannover, Wiesenstr. 72—74
Schatzmeister:	Heinrich SCHLÜTER, Hannover, Kolbergstr. 14
Archivarin:	Beata Moos, Hannover, Wiesenstr. 72—74

Beirat

Die Herren:	H. J. LIPPERT
H. GALLWITZ	F. MICHELS
C. HAHNE	P. RAMDOHR
G. KNETSCH	C. SCHMIDT
K. KREJCI-GRAF	Herm. SCHMIDT

Ordentliche Mitglieder (In- und Ausland) zahlen einen **Jahresbeitrag** von 25.— DM; Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 12.— DM; korporative Mitglieder (Firmen) 100.— DM. Gebührenfreie Überweisung erbeten auf Konto: Deutsche Geologische Gesellschaft, Hannover, Wiesenstr. 72—74, Postscheckkonto Hannover 967 70.

Schriftwechsel, der sich auf den Druck der Zeitschrift bezieht, Manuskripte von Aufsätzen, Vortragsberichten usw. an die **Schriftleitung** der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Hannover, Wiesenstr. 72—74, erbeten.

Die Schriftleitung bittet die auf den Monatsversammlungen der Gesellschaft Vortragenden, ihre Vortragsreferate bei den örtlichen Leitern der Monatsversammlungen baldmöglichst einzureichen. Berichte über die Vorträge auf Hauptversammlungen und Frühjahrstagungen bitte unmittelbar an die Schriftleitung.

Mitteilungen aus der **Bücherei** (Hannover, Wiesenstr. 72—74) bringen die Neueingänge. Das Maß der Vollständigkeit ist von den Zusendungen der Verlage und Autoren abhängig. Wir bitten daher dringend, alle Publikationen von geologischem Interesse unserer Bücherei zu übersenden, damit sie angekündigt und den Mitgliedern der Gesellschaft zugänglich gemacht werden können.

An die Verfasser von Aufsätzen und Vortragsberichten

Die der Schriftleitung eingereichten Manuskripte sollen satzfertig sein. Dazu gehört folgendes:

Betr. Aufbau

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung (längeren Arbeiten unter „Inhalt" voranzustellen).
3. Problemstellung in oder als Einleitung.
4. Zusammenfassung der Ergebnisse am Schluß.

Betr. Äußere Form des Textes

5. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
6. Anordnung der Überschrift (Titel, Autor, Abbildungen usw.) vgl. jeweils letztes Heft unserer Zeitschrift.
7. Literaturzitate im Text: z. B. „... bisherige stratigraphische Gliederung (MÜLLER 1902, S. 27) zu übernehmen..." oder „... Schichten, die durch MÜLLER (1902, S. 27) eine stratigraphische Gliederung erfuhren..."
   Autorennamen unterstricheln: Müller wird MÜLLER.
   Angeführte Schriften nur an den Schluß der Arbeit geschlossen als „Schriften", welche im ganzen nach den Autoren alphabetisch zu ordnen sind.
   Reihenfolge in den Literaturangaben — Zeitschriften: Autor, Titel, Zeitschrift (abk.), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Erscheinungsort, Erscheinungsjahr. — Werke: Autor, Titel, Verlag, Verlagsort mit Erscheinungsjahr. — Vgl. beispielsweise letzte Ausgabe dieser Zeitschrift.
8. Sonstige Unterstreichungen: wichtig wird w i c h t i g (gesperrt); Oberkarbon wird **Oberkarbon** (fett für Überschriften!); Ceratites wird *Ceratites* (kursiv, für alle Fossilnamen mit lateinischer Endung).
9. Fußnoten fortlaufend beziffern; bei nachträglichem Einsetzen alphabetisch zwischenschalten, z. B. 6 a).
10. Man unterscheide im Manuskript Streckenstrich (Gedankenstrich) und Bindestrich (z. B. NW—SE, dagegen NW-Richtung) ferner ß und ss (z. B. Schädelmaße und Gehirnmasse)!
11. Unterschriften der Textabbildungen und Erläuterungen von Tafeln gehören, da sie gesetzt werden, in das Manuskript; möglichst schon etwa an ihrem späteren Platz einfügen; ausführliche Bildunterschrift entlastet den Text.

Betr. Bebilderung

12. Bildliche Darstellung sei bildliche Klarstellung!
13. In den Text eingefügte Bilddarstellungen sind „Abbildungen" (Abb. 16), auf den Tafeln stehen (gezeichnete) „Figuren" (Taf. 4, Fig. 2) oder (photographische) „Bilder" (Taf. 1, Bild 3) oder Profile (Taf. 2, Profil 1).
14. Bei Anfertigung der Textabbildungs-Vorlagen Satzspiegel berücksichtigen; möglichst in 2- bis 4facher Größe der späteren Wiedergabe zeichnen.
15. Beschriftung einfach, klar. Buchstaben dürfen im Druck (also nach Verkleinerung!) nicht niedriger als 1 mm sein. Bei Ausführung der Zeichnung (möglichst Pauspapier!) erst Beschriftung einsetzen, evtl. nur in Bleistift; etwaige Signaturen dort aussparen.
16. Für Flächensignaturen in Karten und Profilen zu berücksichtigen: gute Abstufung hell — dunkel kann weitgehend Farben ersetzen. Strichsignaturen möglichst der geologischen Erscheinung anpassen, daher starre Schraffen tunlichst vermeiden.
17. Photos, möglichst glänzend oder hochglänzend, auf weißem Papier (nicht chamois o. ä.) einreichen.
18. Balkenmaßstab einfügen; bei Karten möglichst Gradnetz (am Rand); Profile nicht ohne Himmelsrichtung, Höhenmaßstab, Horizontale.
19. Vorlagen müssen — in Bleistift und Druckschrift — Autorennamen und Nummer tragen, z. B. „MÜLLER, Abb. 4"; prächtige Überschriften unerwünscht (diese werden gesetzt), keine Erläuterung der Abbildung, diese steht im Manuskript.
20. Bei reichlichem Bildmaterial bitte die Schriftleitung frühzeitig befragen.

Eingesandte Manuskripte, die diesen Anforderungen nicht entsprechen, werden in Zukunft an den Autor zurückgehen müssen.

Schriftleitung.

Fortsetzung des Inhaltsverzeichnisses von Seite 1

Beiträge zu verschiedenen Themen

Vorträge

Verschiedenes

